

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
Σχολή Γεωπονικών Επιστημών
Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής & Αγροτικού Περιβάλλοντος
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
Αειφόρος Αγροτική Παραγωγή και Διαχείριση Περιβάλλοντος

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Προσομοίωση της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ακόρεστο έδαφος

Νικόλαος Φλώρος

Βόλος 2015

Προσομοίωση της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ακόρεστο έδαφος

Νικόλαος Φλώρος

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

1. Μαρία Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική», Επιβλέπουσα της πτυχιακής.
2. Δημήτριος Καλφούντζος, Καθηγητής ΤΕΙ Λάρισας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις, Στραγγίσεις, Ακόρεστη Ροή».
3. Ηρακλής Χαλκίδης, Λέκτορας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική με έμφαση στη διαχείριση του νερού στο έδαφος».

Στη γυναίκα μου Ελένη και στο γιο μου Στέλιο
για την τεράστια υπομονή που επέδειξαν.

Copyright © ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΦΛΩΡΟΣ, 2015.

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας διατριβής, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης.

Η έγκριση της μεταπτυχιακής διατριβής ειδίκευσης από το Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής & Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας δεν δηλώνει αποδοχή των γνώμων του συγγραφέα.

Πρόλογος

Το νερό είναι το πολυτιμότερο αγαθό για την ύπαρξη του ανθρώπου και ένα από τα πιο βασικά εργαλεία για την οικονομική ανάπτυξη μιας χώρας. Αποτελεί συγκριτικό πλεονέκτημα για την ανάπτυξή της, σε συνδυασμό με τους άλλους διαθέσιμους φυσικούς πόρους και είναι καθοριστικός παράγοντας για την δυνατότητα επέκτασης των παραγωγικών δραστηριοτήτων, καθώς και της ποιότητας του περιβάλλοντος.

Όμως τα τελευταία χρόνια η κλιματική αλλαγή, η δημογραφική έκρηξη και οι τεχνολογικές πρόοδοι οδηγούν στην εξάντληση των υδάτινων πόρων, καθώς και στην υποβάθμισή τους λόγω ρύπανσης.

Επομένως είναι επιτακτική η ανάγκη της ορθολογικής διαχείρισης των υδάτινων πόρων με στόχο τόσο τη κάλυψη των αναγκών του ανθρώπου σε νερό, όσο και τη διατήρηση των φυσικών οικοσυστημάτων.

Οι αυξανόμενες ανάγκες της γεωργίας σε νερό μπορούν να καλυφθούν μόνο με την ορθολογική χρήση του νερού στις γεωργικές καλλιέργειες. Η επίτευξη όμως αυτού του στόχου προϋποθέτει την γνώση της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, καθώς και των παραμέτρων που συμμετέχουν στις σχέσεις νερού-εδάφους, ώστε να επιτυγχάνεται ένας ορθολογικός τρόπος άρδευσης.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα καθηγήτρια κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη για την επιλογή του θέματος της διατριβής μου, την συνεχή καθοδήγησή της και τον πολύτιμο χρόνο που μου διέθεσε κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής.

Επίσης, οφείλω να ευχαριστήσω τους κυρίους Δημήτριο Καλφούντζο (Καθηγητή ΤΕΙ Λάρισας) και Ηρακλή Χαλκίδη (Λέκτορα του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας) για την συμμετοχή τους στην τριμελή συμβουλευτική επιτροπή και τις παρατηρήσεις τους.

Τέλος, ευχαριστώ θερμά τον Ομότιμο Καθηγητή της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ. κ. Χρήστο Τζιμόπουλο για την πολύτιμη συμβολή του στη χρήση των μοντέλων της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας.

Βόλος, 2015

Νικόλαος Φλώρος

Περίληψη

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι μια σημαντική υδροδυναμική παράμετρος του εδάφους και είναι ένα μέτρο της ικανότητάς του να μεταφέρει το νερό. Στην κορεσμένη ροή, όπου όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό, η υδραυλική αγωγιμότητα ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού, είναι σταθερή και καθορίζει τη μέγιστη ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει νερό. Στην ακόρεστη ροή, η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από την περιεχόμενη εδαφική υγρασία ή την πίεση του εδαφικού νερού.

Η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος κατά την διάρκεια της διήθησης, προϋποθέτει τη γνώση της συνάρτησης $K(\theta)$. Όμως η μέτρηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας πειραματικά είναι μια δύσκολη διαδικασία που απαιτεί πολύ χρόνο. Για το λόγο αυτό, έχουν γίνει προσπάθειες έμμεσου υπολογισμού της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με την χρήση μοντέλων πρόβλεψης της $K(\theta)$. Τα μοντέλα πρόβλεψης παρόλο που δεν προσεγγίζουν απόλυτα το φυσικό φαινόμενο, είναι πολύτιμα εργαλεία γιατί διευκολύνουν τόσο στην προσέγγιση του φαινομένου της διήθησης και στράγγισης του νερού στο έδαφος, όσο και στη μείωση του απαιτούμενου χρόνου υπολογισμού της $K(\theta)$.

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η προσομοίωση της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους σε ακόρεστη ροή. Για την προσομοίωση χρησιμοποιήθηκαν τρία μοντέλα πρόβλεψης των Brooks and Corey (1964), Campbell (1974) και van Genuchten (1980). Τα μοντέλα αυτά εφαρμόστηκαν στα πειραματικά αποτελέσματα που ελήφθησαν από τον εργαστηριακό προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας τεσσάρων εδαφών, που πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στα πλαίσια της διατριβής δύο μεταπτυχιακών φοιτητριών.

Λέξεις κλειδιά: μοντέλα πρόβλεψης, ακόρεστη ροή, εδαφική υγρασία, μύζηση, χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας.

Summary

The hydraulic conductivity is an important hydrodynamic parameter of soil and it is a measure of its ability to transport water. In saturated flow, where all the resources of the soil are filled with water, hydraulic conductivity is called saturation hydraulic conductivity, is stable and determines the maximum capacity of the soil to carry water. In unsaturated flow, hydraulic conductivity depends on soil moisture content or soil water pressure.

The study of the movement of water in the soil during the infiltration requires the knowledge of the function $K(\theta)$. However, the measurement of the unsaturated hydraulic conductivity experimentally is a difficult procedure requiring much time. For this reason, there have been indirect calculation efforts of the unsaturated hydraulic conductivity using prediction models of $K(\theta)$. Although the forecasting models do not completely approach the natural phenomenon, are valuable tools because they facilitate both the approach of the phenomenon of infiltration and drainage into soil and the reduction of the required computation time of $K(\theta)$.

The purpose of present dissertation is the simulation of hydraulic conductivity of soil unsaturated flow. For the simulation used three prediction models of Brooks and Corey (1964), Campbell (1974) and van Genuchten (1980) were used. These models were applied to the experimental results obtained by the laboratory determination of hydraulic conductivity of four soils, held in Agricultural Hydraulics Laboratory of the University of Thessaly within the dissertation of two postgraduate students.

Key words: prediction models, unsaturated flow, soil moisture, suction, soil moisture characteristic curve.

Εγώ, ο Νικόλαος Φλώρος, είμαι ο συγγραφέας αυτής της Μ.Δ.Ε. Αυτή η Μ.Δ.Ε. αντικατοπτρίζει την έρευνα που έγινε από εμένα και δεν έχει υποβληθεί (εξ ολοκλήρου ή μέρος της) σαν προπτυχιακή διατριβή ή Μ.Δ.Ε. ή ως μέρος Διδακτορικής Διατριβής σε αυτό ή άλλο Προπτυχιακό ή Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών Ιδρυμάτων Τριτοβάθμιας Εκπαίδευσης του εσωτερικού ή εξωτερικού. Όποια συνεργασία καθώς και το μέγεθος αυτής δηλώνονται επακριβώς στο αντίστοιχο πεδίο αυτής της διατριβής. Επίσης έχω διαβάσει όλες τις βιβλιογραφικές αναφορές που παρατίθενται στο τέλος.

Ως επιβλέπων της έρευνας που περιγράφεται σε αυτή τη διατριβή, δηλώνω ότι όλοι οι όροι του Εσωτερικού Κανονισμού του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος έχουν τηρηθεί από τον Νικόλαο Φλώρο.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	σελ.
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
 ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
ΤΟ ΕΛΑΦΟΣ	
1.1 Γενικά.....	4
1.2 Σχέσεις μεταξύ όγκου και μάζας.....	8
1.2.1 Πυκνότητα.....	9
1.2.1.1 Πραγματική πυκνότητα.....	9
1.2.1.2 Φαινόμενη πυκνότητα.....	10
1.2.2 Πορώδες.....	11
1.2.3 Δείκτες κενών.....	12
 ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
ΤΟ ΕΛΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ	
2.1 Γενικά.....	13
2.2 Υγρασία του εδάφους	13
2.2.1 Υγρασία κατά βάρος.....	13
2.2.2 Υγρασία κατ' όγκο.....	14
2.2.3 Βαθμός κορεσμού.....	15
2.2.4 Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού.....	15
2.3 Μέτρηση εδαφικής υγρασίας.....	16
2.4 Υδατοϊκανότητα εδάφους.....	20
2.5 Σημείο μόνιμης μάρανσης.....	21
2.6 Διαθέσιμη υγρασία εδάφους.....	21
2.7 Ελάχιστη επιτρεπόμενη και ωφέλιμη υγρασία.....	22
 ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	
ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΛΑΦΟΣ	
3.1 Γενικά.....	24
3.2 Δυναμικό του εδαφικού νερού.....	24
3.3 Χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους.....	33
3.4 Υδροδυναμικές παράμετροι.....	48

3.5	Εξισώσεις ροής.....	49
3.5.1	Νόμος του Darcy.....	49
3.5.2	Εξίσωση συνέχειας.....	54
3.5.3	Εξίσωση Richards.....	55

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ

4.1	Γενικά.....	59
4.2	Εργαστηριακός υπολογισμός κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας.....	62
4.3	Εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης υδραυλικής αγωγιμότητας	65
4.4	Εξισώσεις συνάρτησης ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας.....	67

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1	Εισαγωγή.....	77
5.2	Μεθοδολογία.....	77
5.3	Αποτελέσματα- Συζήτηση.....	79

	ΣΥΝΟΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	87
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	89

Κατάλογος Πινάκων	σελ.
Πίνακας 1.1 Ταξινόμηση των εδαφικών σωματιδίων (Παπαζαφειρίου, 1999).....	5
Πίνακας 1.2 Γενικές κατηγορίες εδαφών και αντίστοιχοι τύποι υφής (Παπαζαφειρίου, 1999).....	6
Πίνακας 3.1 Σύνοψη 28 μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).....	38
Πίνακας 4.1 Τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας (Καλλέργης, 1999).....	61
Πίνακας 5.1 Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού των τεσσάρων εδαφών	77
Πίνακας 5.2 Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 1 ^{ου} εδάφους.....	78
Πίνακας 5.3 Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 2 ^{ου} εδάφους.....	78
Πίνακας 5.4 Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 3 ^{ου} εδάφους.....	79
Πίνακας 5.5 Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 4 ^{ου} εδάφους.....	79
Πίνακας 5.6 Συντελεστές συσχέτισης των τριών μοντέλων.....	86

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα 1.1 Σύσταση κατ' όγκο ενός αντιπροσωπευτικού εδάφους.....	4
Σχήμα 1.2 Τρίγωνο μηχανικής σύστασης των εδαφών (Τζιμόπουλος, 1983).....	6
Σχήμα 1.3 Πραγματική (α) και ιδεατή (β) σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος (Τζιμόπουλος, 1983).....	9
Σχήμα 3.1 Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμόδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Hillel, 1977).....	33
Σχήμα 3.2 Υποθετικός βρόχος υστέρησης (Poulovassilis, 1962).....	34
Σχήμα 3.3 Γωνία επαφής. α) Γωνία διαβροχής, β) Γωνία απόσυρσης (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).....	35
Σχήμα 3.4 Υποθετική παράσταση πόρου γεμάτου και άδειου με νερό (Σακελλαρίου- Μακραντωνάκη, 1986).....	36
Σχήμα 3.5 Τυπική καμπύλη υγρασίας βασισμένη στην εξίσωση (3.38) (van Genuchten, 1980).....	42
Σχήμα 3.6 Πειραματική συσκευή του Darcy (Τερζίδης και Καραμούζης, 1986).....	50
Σχήμα 3.7 Συσκευή επαλήθευσης του νόμου Darcy για ροή σε διάφορες κατευθύνσεις (Τερζίδης και Καραμούζης, 1986).....	50

Σχήμα 4.1	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση την περιεχόμενη υγρασία (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).....	60
Σχήμα 4.2	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την μύζηση του εδαφικού νερού (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).....	61
Σχήμα 4.3	Διαπερατόμετρο σταθερού πιεζομετρικού φορτίο (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).....	62
Σχήμα 4.4	Διαπερατόμετρο μεταβαλλόμενου πιεζομετρικού φορτίου (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).....	63
Σχήμα 4.5	Γραφική απεικόνιση της $K_r(h)$ (van Genuchten, 1980).....	73
Σχήμα 5.1	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1 ^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey).....	80
Σχήμα 5.2	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1 ^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell).....	80
Σχήμα 5.3	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1 ^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten).....	81
Σχήμα 5.4	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2 ^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey).....	81
Σχήμα 5.5	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2 ^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell).....	82
Σχήμα 5.6	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2 ^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten).....	82
Σχήμα 5.7	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3 ^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey).....	83
Σχήμα 5.8	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3 ^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell).....	83
Σχήμα 5.9	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3 ^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten).....	84
Σχήμα 5.10	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4 ^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey).....	84
Σχήμα 5.11	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4 ^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell).....	85
Σχήμα 5.12	Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4 ^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten).....	85

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό είναι ένα βασικό περιβαλλοντικό στοιχείο, το οποίο είναι απαραίτητο τόσο για την ανάπτυξη, όσο και για την επιβίωση της ανθρωπότητας. Οι τρεις παραδοσιακοί τομείς κατανάλωσης νερού είναι η γεωργία, η βιομηχανία και η αστική χρήση.

Ο κύριος χρήστης νερού είναι η γεωργία. Σε παγκόσμιο επίπεδο, υπολογίζεται ότι το 70% περίπου του γλυκού νερού που καταναλώνει ο άνθρωπος για τις καθημερινές του ανάγκες χρησιμοποιείται για την άρδευση των καλλιεργειών. Όμως η έλλειψη νερού που παρατηρείται τόσο στην ξηρική όσο και στην αρδευόμενη γεωργία έχει ως αποτέλεσμα να κινδυνεύει η επιβίωση δισεκατομμυρίων ανθρώπων, κυρίως στις αναπτυσσόμενες χώρες.

Στις Μεσογειακές χώρες η κατανάλωση νερού από την γεωργία ανέρχεται στο 80%. Το νερό στις χώρες αυτές αποτελεί ένα περιοριστικό παράγοντα για την οικονομική ανάπτυξη και βελτίωση του βιοτικού επιπέδου. Ο κύριος λόγος της έλλειψης νερού μπορεί να μην είναι πάντα η έλλειψη υδατικών πόρων, αλλά οι πολύ μεγάλες διακυμάνσεις της διαθεσιμότητας και της ζήτησης του νερού. Εκτός από την έλλειψη νερού ένα άλλο σημαντικό πρόβλημα είναι η υποβάθμιση της ποιότητας, η οποία οφείλεται τόσο στην μόλυνση των επιφανειακών και υπογείων νερών, όσο και στην έλλειψη έργων υποδομής.

Στην Ελλάδα το μέσο ύψος των ετήσιων βροχοπτώσεων φτάνει στα 700 mm, που αντιστοιχεί σε 115 δισ. m³. Επομένως η χώρα μας μπορεί να θεωρηθεί πλούσια χώρα σε νερό. Το 50% από αυτά χάνεται λόγω εξατμισοδιαπνοής, ενώ το 30% καταλήγει στη θάλασσα με επιφανειακή απορροή.

Όσον αφορά τις χρήσεις του νερού στη χώρα μας, στη γεωργία καταναλώνεται το 87%, για αστική χρήση το 10% και στη βιομηχανία το 3%.

Σήμερα στη χώρα μας αρδεύεται το 37,5% της καλλιεργούμενης έκτασης, επομένως η ζήτηση για νερό άρδευσης είναι αρκετά μεγάλη (Ελληνική Στατιστική Υπηρεσία, 2015). Η διαχείριση του νερού άρδευσης που εφαρμόζεται επικεντρώνεται στη διαχείριση της φυσικής προσφοράς του, αφού θεωρεί την ζήτηση δεδομένη. Η κάλυψη των αναγκών βασίζεται αποκλειστικά στην εξασφάλιση της μέγιστης προσφοράς νερού με την κατασκευή μεγάλων και πολυδάπανων έργων, παραβλέποντας την προστασία των υδατικών πόρων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να υπάρχει χαμηλή οικονομική αποδοτικότητα και μεγάλες περιβαλλοντικές επιπτώσεις (Χαρτζουλάκης και Μπερτάκη, 2009).

Η ανάγκη για την προστασία και διατήρηση του υδάτινου περιβάλλοντος οδήγησε την Ευρωπαϊκή Ένωση να εκπονήσει το 2000 μια νέα Οδηγία Πλαίσιο (Κοινοτική Οδηγία 2000/60/EK) για τη θέσπιση πλαισίου κοινοτικής δράσης στον τομέα της πολιτικής των

υδάτων που στοχεύει στην ολοκληρωμένη διαχείριση των επιφανειακών και των υπόγειων νερών, καθώς και στην προστασία, βελτίωση και αποκατάστασή τους.

Οι επιπτώσεις από την εφαρμογή της Οδηγίας στη χώρα μας αναμένεται να είναι ιδιαίτερα θετικές. Η αποτελεσματική εφαρμογή της Οδηγίας θα δημιουργήσει τις απαραίτητες συνθήκες για τη στήριξη μιας πολιτικής που θα οδηγήσει στην ικανοποιητική και αποτελεσματική προστασία καθώς και στην ορθολογική διαχείριση και αξιοποίηση των πολύτιμων υδατικών μας πόρων.

Η σύγχρονη αντίληψη στη γεωργία αποβλέπει στη μεγιστοποίηση του οικονομικού αποτελέσματος. Επομένως, θα πρέπει να προσδιοριστούν εκείνες οι ανάγκες μιας καλλιέργειας σε νερό, οι οποίες θα αποφέρουν το μέγιστο οικονομικό αποτέλεσμα.

Για να εξασφαλιστεί μια βιώσιμη γεωργία αυξάνεται η ανάγκη βελτίωσης των αρδεύσεων. Η κάλυψη των αυξανόμενων αναγκών της γεωργίας με νερό μπορεί να επιτευχθεί με την ορθολογική και πιο αποτελεσματική χρήση του, ιδιαίτερα σε περιοχές με έλλειψη νερού.

Συνήθως οι παραγωγοί αρδεύουν τις καλλιέργειες τους εμπειρικά, χωρίς να έχει προηγηθεί σχεδιασμός της άρδευσης και κατά κανόνα τείνουν να αυξάνουν την ποσότητα του νερού άρδευσης, ιδιαίτερα όταν το κόστος του είναι χαμηλό, με αποτέλεσμα ένα ποσοστό του εφαρμοζόμενου νερού να χάνεται.

Η γνώση των σχέσεων νερού-εδάφους επιτρέπει αφενός την κατανόηση της ροής του νερού στο έδαφος, αφετέρου την εφαρμογή κατάλληλων μεθόδων για την ορθολογική διαχείριση των υδατικών αποθεμάτων.

Γενικά η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι τρισδιάστατη, αλλά στις πιο πολλές περιπτώσεις μπορεί να θεωρηθεί ως δύο διαστάσεων και σε πολλές περιπτώσεις ως μονοδιάστατη.

Η κατακόρυφη κίνηση του νερού στο έδαφος συναντάται στις αρδεύσεις και στον εμπλουτισμό υδροφόρων στρωμάτων, ενώ η οριζόντια κίνηση του νερού συναντάται στις στραγγίσεις, στη ροή προς στραγγιστικούς σωλήνες και προς τάφρους.

Κατά την κατακόρυφη διεύθυνση το υπόγειο νερό χωρίζεται σε δύο ζώνες. Η πρώτη ζώνη, στην οποία όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό, ονομάζεται ζώνη κορεσμού. Η δεύτερη, στην οποία οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα ονομάζεται ζώνη αερισμού ή ακόρεστη ζώνη. Η κίνηση του νερού μέσα στη ζώνη αερισμού καλείται ακόρεστη ροή. Η ακόρεστη ροή αποτελεί μία ειδική περίπτωση ταυτόχρονης ροής δύο μη αναμειγνύομενων ρευστών, αέρα και νερού, όπου όμως η αέρια φάση θεωρείται ότι δεν μετέχει στην κίνηση.

Η κίνηση του νερού στο έδαφος, τόσο στη ζώνη κορεσμού όσο και στη ακόρεστη ζώνη, έχει αποτελέσει αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας.

Στο ακόρεστο έδαφος η μελέτη της κίνησης του νερού παρουσιάζει πολλές δυσκολίες εξαιτίας διαφόρων παραγόντων, όπως το φαινόμενο της υστέρησης, η ύπαρξη της αέριας φάσης, η συμπιεστότητα του αέρα, οι μεταβολές της θερμοκρασίας κ.ά.

Η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος ξεκίνησε το 1907 από τον Buckingham (Swartzendruber, 1969), ο οποίος προσπάθησε να δώσει μια λεπτομερή ανάλυση της ακόρεστης ροής, προτείνοντας για την κίνηση του νερού στο έδαφος μια εξίσωση κίνησης σε αναλογία με τη ροή νερού σε έναν σωλήνα ή την ροή θερμότητας. Στην συνέχεια ο Richards το 1931 επέκτεινε τον νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή και διατυπώσε τη μερική διαφορική εξίσωση που περιγράφει την ισόθερμη και ισοβαρή κίνηση του νερού διαμέσου ενός ακόρεστου εδάφους (Richards, 1931). Η εξίσωση αυτή που φέρει το όνομά του αποτέλεσε την αφετηρία για την περαιτέρω μελέτη της ακόρεστης ροής.

Η συστηματική όμως μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος και η κατάταξή της ως ξεχωριστής επιστήμης ξεκίνησε από τον Childs, ο οποίος με το βιβλίο του “An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena” (1969), έδωσε μία ολοκληρωμένη περιγραφή των φυσικών φαινομένων, που διέπουν την κίνηση του νερού στο έδαφος.

Άλλοι επιστήμονες που ασχολήθηκαν στην συνέχεια με την συστηματική μελέτη της ακόρεστης ροής είναι οι Childs and Collis-George (1950), Vachaud (1968), Childs (1969), Philip (1969), Swartzendruber (1969), Parlange (1971) κ.α..

Τα τελευταία χρόνια, η ανάπτυξη της επιστήμης των ηλεκτρονικών υπολογιστών συντέλεσε στην αναλυτικότερη προσέγγιση της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη του εδάφους. Ταυτόχρονα, η δυνατότητα της αυτόματης καταγραφής δεδομένων που δίνει η χρήση των Η/Υ, βοήθησε τους ερευνητές στην ανάπτυξη και παρουσίαση μαθηματικών μοντέλων που περιγράφουν την κίνηση του νερού στην ζώνη αυτή. Πλήθος τέτοιων ερευνών μπορεί κάποιος να συναντήσει την διεθνή βιβλιογραφία και ενδεικτικά αναφέρονται οι έρευνες των Vogel et al (2000), Or and Tuller (2003), Mertens et al (2006), Šimůnek and Van Genuchten (2008), Šimůnek et al (2008), Vogel and Ippisch (2008), Touma (2009), Carrick et al (2010), Pfletschinger et al (2012) και Shein et al (2013).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

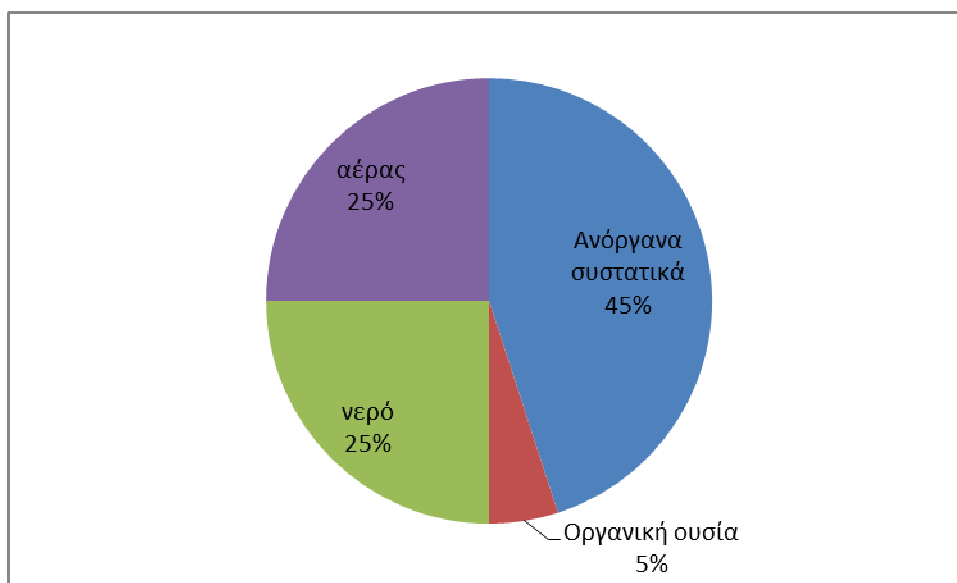
ΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

1.1 Γενικά

Το έδαφος, αν το εξετάσουμε από την γεωργική του έννοια, είναι ένα σύνθετο σύστημα που ταυτόχρονα είναι ένα μέσο στερέωσης των φυτών, μια αποθήκη νερού από την οποία τα φυτά αντλούν την απαραίτητη για την ανάπτυξή τους υγρασία, μια αποθήκη θρεπτικών στοιχείων και ένα περιβάλλον στο οποίο αναπτύσσονται και δρουν πολυάριθμοι μικροοργανισμοί (Παπαζαφειρίου, 1984).

Ένα αντιπροσωπευτικό έδαφος κατάλληλο για την ανάπτυξη των φυτών αποτελείται από στέρα συστατικά (ανόργανα και οργανικά) από αέρα και νερό. Ο αέρας και το νερό βρίσκονται στους εδαφικούς πόρους, δηλαδή στα κενά ανάμεσα στους κόκκους των ανόργανων υλικών.

Η κατ' όγκο κατανομή των συστατικών αυτών είναι 45% ανόργανα στερεά συστατικά, 5% οργανικά στερεά συστατικά και 50% αέρας και νερό (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1: Σύσταση κατ' όγκο ενός αντιπροσωπευτικού εδάφους

Τα ανόργανα συστατικά του εδάφους κατατάσσονται σε κατηγορίες ανάλογα με τις διαστάσεις τους και ανεξάρτητα από τη χημική και την ορυκτολογική σύστασή τους. Εδαφικά σωματίδια χαρακτηρίζονται τα στερεά που έχουν διάμετρο ≤ 2 mm. Στον Πίνακα 1.1. δίνονται αναλυτικά οι κατηγορίες των σωματιδίων αυτών και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους.

Πίνακας 1.1: Ταξινόμηση των εδαφικών σωματιδίων (Παπαζαφειρίου, 1999).

Χαρακτηρισμός σωματιδίων	Διάμετρος κόκκων mm	Αριθμός κόκκων ανά gr	Επιφάνεια κόκκων cm ² /gr
Άμμος	2,00-0,05		
Πολύ χονδρή	2,00-1,00	90	11
Χονδρή	1,00-0,50	720	23
Ενδιάμεση	0,50-0,25	5700	45
Λεπτή	0,25-0,10	46000	91
Πολύ λεπτή	0,10-0,05	722000	227
Ιλύς	0,05-0,002	5776000	454
Άργιλος	<0,002	90261000	8000000

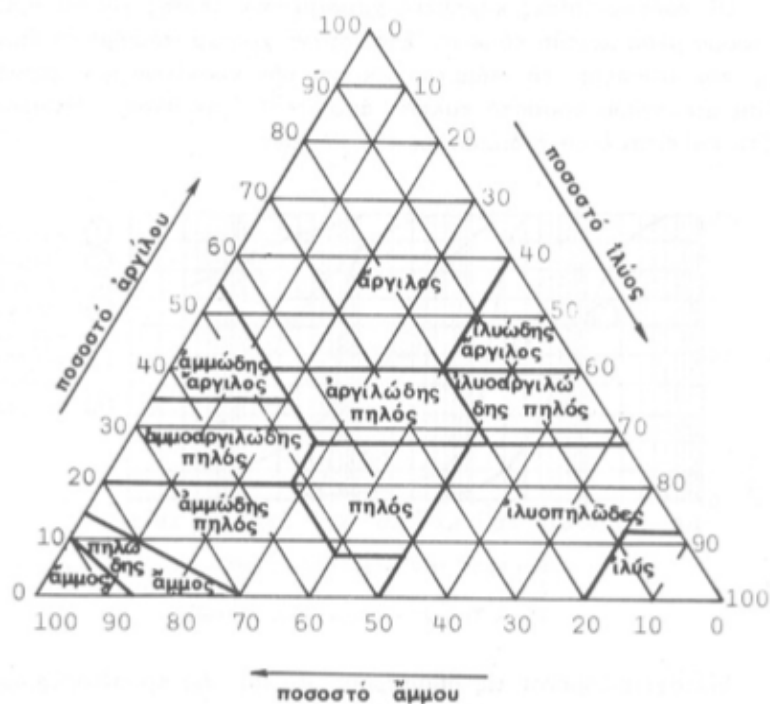
Ο φυσικός ρόλος των εδαφικών σωματιδίων είναι:

- Οι κόκκοι της άμμου είναι αποστρογγυλωμένοι ή γωνιώδεις ή ακανόνιστοι και δεν έχουν πλαστικότητα. Έχουν μικρή ικανότητα συγκράτησης νερού και δημιουργούν καλές συνθήκες αερισμού και στράγγισης.
- Οι κόκκοι της ιλύος έχουν ακανόνιστο σχήμα και έχουν πλαστικότητα. Έχουν αυξημένη ικανότητα συγκράτησης νερού και δημιουργούν κακές συνθήκες αερισμού.
- Η άργιλος αποτελείται από πεπλατυσμένους κόκκους και σε υγρή κατάσταση έχει μεγάλη πλαστικότητα. Έχει αυξημένη ικανότητα συγκράτησης νερού και ιόντων.

Βασικά φυσικά χαρακτηριστικά ενός εδάφους είναι η μηχανική σύσταση ή υφή και η δομή. Η μηχανική ή κοκκομετρική σύσταση είναι η ποσοστιαία αναλογία των διαφόρου μεγέθους ορυκτών σωματιδίων που απαρτίζουν το έδαφος. Έτσι η περιεκτικότητα ενός εδάφους σε άμμο, ιλύ και άργιλο προσδιορίζει την μηχανική του σύσταση.

Μηχανική ανάλυση εδάφους ονομάζεται η εργαστηριακή διαδικασία με την οποία προσδιορίζονται τα κατά βάρος ποσοστά των εδαφικών κλασμάτων (άμμος, ιλύς, άργιλος).

Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται το τριγωνικό σύστημα του Αμερικάνικου Υπουργείου Γεωργίας. Σύμφωνα με το σύστημα αυτό, η κατάταξη των εδαφών γίνεται σε μία από τις 12 κατηγορίες μηχανικής σύστασης (Σχήμα 1.2).



Σχήμα 1.2: Τρίγωνο μηχανικής σύστασης των εδαφών (Τζιμόπουλος, 1983).

Γενικά τα εδάφη διακρίνονται σε τρεις βασικές κατηγορίες στα αμμώδη ή ελαφρά εδάφη, στα πηλώδη ή μέσης σύστασης και στα αργιλώδη ή βαριά εδάφη (Πίνακας 1.2.).

Πίνακας 1.2: Γενικές κατηγορίες εδαφών και αντίστοιχοι τύποι υφής (Παπαζαφειρίου, 1999).

Κατηγορία	Αντίστοιχοι τύποι υφής
Αμμώδες ή ελαφρό	Άμμος, Πηλώδης άμμος
Πηλώδες ή μέσο	Αμμώδης πηλός, Πηλός, Ιλοπηλώδες, Ιλός, Αμμοαργιλώδης πηλός, Ιλοαργιλώδης πηλός, Αργιλώδης πηλός
Αργιλώδες ή βαρύ	Αμμοαργιλώδες, Ιλοαργιλώδες, Αργίλος

- ✓ Στα αμμώδη ή ελαφρά εδάφη κυριαρχούν οι ιδιότητες της άμμου. Δηλαδή έχουν μικρή ικανότητα συγκράτησης υγρασίας και θρεπτικών στοιχείων και οι καλλιεργητικές εργασίες πραγματοποιούνται με ευκολία. Η κίνηση του αέρα και του νερού και η ανάπτυξη της ρίζας μέσα στο έδαφος γίνεται χωρίς εμπόδια.

- ✓ Στα πηλώδη ή μέσης σύστασης εδάφη οι αναλογίες σε άμμο, άργιλο και ιλύ είναι περίπου ίσες. Έχουν μέση μηχανική σύσταση και είναι κατάλληλα για την ανάπτυξη των φυτών χωρίς προβλήματα.
- ✓ Στα αργιλώδη ή βαριά εδάφη το ποσοστό της αργίλου είναι τουλάχιστον 35%, αν και σε πολλές περιπτώσεις το ποσοστό αυτό είναι πάνω από 45%. Είναι εδάφη με μεγάλη ικανότητα συγκράτησης υγρασίας και θρεπτικών στοιχείων και οι καλλιεργητικές εργασίες πραγματοποιούνται με δυσκολία. Συχνά εμφανίζουν προβλήματα στράγγισης και αερισμού, ενώ και η ανάπτυξη της ρίζας μέσα στο έδαφος γίνεται με εμπόδια.

Ένα έδαφος που αποτελείται εξ' ολοκλήρου ή σχεδόν εξ' ολοκλήρου από μία κατηγορία εδαφών ονομάζεται *ομοιόμορφο*, ενώ εάν οι κόκκοι είναι διαφορετικών μεγεθών ονομάζεται *καλώς διαβαθμισμένο* (Τζιμόπουλος, 1983).

Κάτω από φυσικές συνθήκες οι κόκκοι της άμμου, της ιλύς και τα τεμαχίδια της αργίλου δεν είναι μεμονωμένοι, αλλά συνενώνονται σε μεγαλύτερα συσσωματώματα με διαφορετική μορφή και μέγεθος.

Με τον όρο δομή του εδάφους εννοούμε τόσο την μορφή των συσσωματωμάτων, όσο και την κατανομή τους σε κατηγορίες μεγέθους. Η δομή ενός εδάφους μπορεί να είναι ομοιόμορφη σε όλο το βάθος του ή να διαφέρει από ορίζοντα σε ορίζοντα, με συνηθέστερη τη δεύτερη περίπτωση.

Η συγκράτηση και η κίνηση του νερού στο έδαφος επηρεάζεται τόσο από το μέγεθος όσο και από την κατανομή των πόρων. Οι μεγάλοι πόροι σε κορεσμένες ή σχεδόν κορεσμένες συνθήκες, ενώ συγκρατούν λίγο ή καθόλου νερό, αποτελούν καλούς αγωγούς του εδαφικού νερού. Στους μικρούς πόρους το νερό που συγκρατείται εξαρτάται από τις ελκτικές δυνάμεις συνάφειας και η ροή του είναι μικρή (Αντωνόπουλος, 1999).

Το έδαφος είναι πορώδες υλικό και αποτελείται από τη στερεά, την υγρή και την αέρια φάση. Η στερεά φάση αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους και καλείται στερεό μητρώο. Η υγρή φάση αποτελείται από το νερό και η αέρια από τον αέρα του εδάφους. Το τμήμα του εδάφους που αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση καλείται χώρος των κενών ή χώρος των πόρων. Το σύνολο στερεάς, υγρής και αέριας φάσης καλείται πορώδες μέσο και αποτελείται από ένα άπειρο πλήθος πόρων, οι περισσότεροι από τους οποίους αλληλοσυνδέονται και σχηματίζουν τον αποτελεσματικό χώρο των πόρων. Σε αντίθεση με αυτούς, υπάρχουν πόροι που δεν αλληλοσυνδέονται ή ακόμη και άλλοι που αλληλοσυνδέονται, όμως παρουσιάζουν το ένα άκρο τους φραγμένο και έτσι δεν είναι

αποτελεσματικοί, γιατί δεν μπορεί να γίνει ροή δια μέσου τέτοιων πόρων (Τζιμόπουλος, 1983).

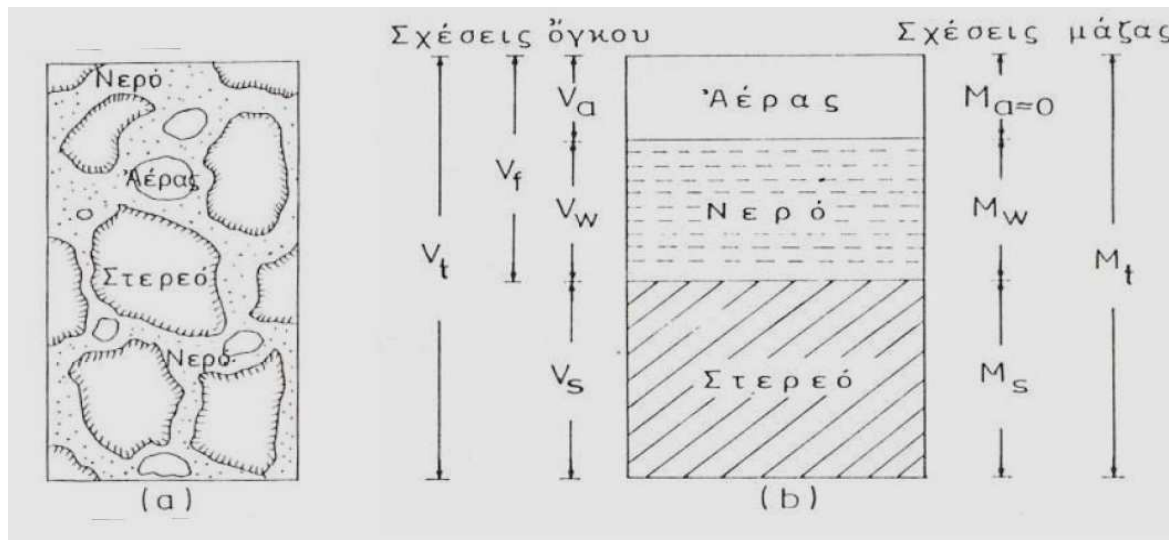
Αν θεωρήσουμε μια εδαφική κατατομή μπορούμε να διακρίνουμε τις εξής περιοχές ή ζώνες:

- Την *περιοχή ή ζώνη κορεσμού*, στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Χαρακτηρίζεται από θετικές πιέσεις και το ανώτερο όριό της καλείται *υπόγεια στάθμη*. Σε όλα τα σημεία της υπόγειας στάθμης η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Στο κατώτερο όριο της ζώνης υπάρχει συνήθως μια αδιαπέραστη στρώση.
- Την *ακόρεστη περιοχή ή ζώνη*, η οποία εκτείνεται από την υπόγεια στάθμη έως την επιφάνεια του εδάφους και χαρακτηρίζεται από αρνητικές πιέσεις. Διακρίνεται σε τρεις υποζώνες:
 - την υποζώνη του ριζοστρώματος ή υποζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία το νερό συνυπάρχει με τον αέρα και είναι άμεσα διαθέσιμο στα φυτά. Εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κατώτερο όριο του ριζοστρώματος των καλλιεργειών και η κίνηση του νερού είναι οριζόντια και κατακόρυφη.
 - την ενδιάμεση υποζώνη όπου επίσης συνυπάρχουν νερό και αέρας, με τη διαφορά ότι το νερό είναι πιο ισχυρά προσκολλημένο στα εδαφικά σωματίδια. Εδώ η οριζόντια κίνηση του νερού περιορίζεται και γίνεται κυρίως κατακόρυφα λόγω της βαρύτητας.
 - την τριχοειδή υποζώνη, στην οποία το νερό συγκρατείται πλέον πολύ ισχυρά από τα σωματίδια του εδάφους και δεν μπορεί να προσληφθεί από τα φυτά.

Η ροή στην ακόρεστη ζώνη αποτελεί μια ειδική περίπτωση ταυτόχρονης ροής δύο μη μειγνυόμενων ρευστών (αέρα και νερού) όπου όμως η μία φάση (η αέρια) θεωρείται ότι δεν μετέχει στην κίνηση.

1.2 Σχέσεις μεταξύ όγκου και μάζας

Στο Σχήμα 1.4 φαίνεται μια αντιπροσωπευτική εικόνα ενός πραγματικού εδαφικού δείγματος με τις τρεις φάσεις του (α) και μια σχηματική παράσταση ενός ιδεατού εδαφικού δείγματος (β).



Σχήμα 1.3: Πραγματική (α) και ιδεατή (β) σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος (Τζιμόπουλος, 1983).

Στην παραπάνω σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος αναπαρίστανται η μάζα του αέρα M_a , η οποία είναι αμελητέα σε σύγκριση με τις μάζες των στερεών και του νερού, η μάζα του νερού M_w , η μάζα των στερεών M_s και η συνολική μάζα M_t . Οι όγκοι υποδεικνύονται στην αριστερή πλευρά του σχήματος, όπου V_a ο όγκος του αέρα, V_w ο όγκος του νερού, $V_f = V_a + V_w$ ο συνολικός όγκος των πόρων, V_s ο όγκος των στερεών και V_t ο συνολικός όγκος.

1.2.1 Πυκνότητα

Στο έδαφος διακρίνουμε δύο πυκνότητες. Η μία αναφέρεται μόνο στα στερεά σωματίδια και η δεύτερη στο έδαφος σαν σύνολο.

1.2.1.1 Πραγματική πυκνότητα (ρ_s)

Πραγματική πυκνότητα (density of solids) είναι η μάζα των στερεών σωματιδίων M_s ανά μονάδα όγκου των στερεών σωματιδίων V_s :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1.1)$$

Οι διαστάσεις της ρ_s είναι ML^{-3} .

Η πυκνότητα αυτή που δεν επηρεάζεται από τον τρόπο διευθέτησης των στερεών του εδάφους και παραμένει σταθερή ανεξάρτητα αν το έδαφος είναι χαλαρό ή συμπαγές. Οι πυκνότητες των ορυκτών σωματιδίων του εδάφους παρουσιάζουν σημαντική διακύμανση, όμως στα περισσότερα ορυκτά εδάφη η διακύμανση αυτή είναι μεταξύ 2,60 και 2,75 Mg/m⁻³. Γενικά η αντιπροσωπευτική τιμή της πραγματικής πυκνότητας των επιφανειακών στρώσεων των γεωργικών εδαφών είναι 2,65 Mg/m⁻³.

Τα παραπάνω διαφοροποιούνται από την παρουσία οργανικής ουσίας. Η οργανική ύλη έχει σημαντικά μικρότερο βάρος από ότι ίσος όγκος ορυκτών στερεών. Δεδομένου ότι το επιφανειακό έδαφος περιέχει περισσότερη οργανική ουσία, η πυκνότητα των στερεών του (ορυκτών + οργανικών) είναι μικρότερη από αυτήν του υπεδάφους. Ορυκτά εδάφη που περιέχουν υψηλή περιεκτικότητα σε οργανική ουσία έχουν πραγματική πυκνότητα 2,40 Mg/m⁻³ ή και μικρότερη.

1.2.1.2 Φαινόμενη πυκνότητα (ρ_b)

Φαινόμενη πυκνότητα (bulk density) εδάφους ορίζεται η μάζα των στερεών σωματιδίων M_s ανά μονάδα συνολικού όγκου V_t , όταν βρίσκεται σε ξηρή κατάσταση:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.2)$$

Οι διαστάσεις της ρ_b είναι ML^{-1} .

Δεδομένου ότι ένας συγκεκριμένος όγκος στερεών του εδάφους έχει μεγαλύτερο βάρος από ίσο όγκο εδάφους στον οποίο συμπεριλαμβάνονται και οι πόροι, η φαινόμενη πυκνότητα είναι πάντοτε μεγαλύτερη από την πραγματική.

Όταν ένα έδαφος συμπιεστεί αυξάνει η φαινόμενη πυκνότητά του, αφού η συμπίεση έχει σαν αποτέλεσμα ο ίδιος όγκος εδάφους να έχει περισσότερα στερεά.

Στα αμμώδη εδάφη έχουμε σχετικά μεγάλη φαινόμενη πυκνότητα, ενώ τα συνεκτικά επιφανειακά εδάφη έχουν μικρή φαινόμενη πυκνότητα.

Κατά κανόνα, η φαινόμενη πυκνότητα είναι μικρότερη στο επιφανειακό στρώμα ενός εδάφους από ότι στο υπέδαφος, λόγω της υψηλότερης περιεκτικότητας σε οργανική ύλη της

ύπαρξη μεγαλύτερων κόκκων στην επιφάνεια και της συμπίεσης του υπεδάφους. Η μηχανική κατεργασία του επιφανειακού εδάφους, π.χ. με καλλιεργητικά εργαλεία, τείνει να καταστρέψει τη δομή δημιουργώντας αντίστροφο αποτέλεσμα.

Οι τιμές της φαινόμενης πυκνότητας των επιφανειακών εδαφών είναι μεταξύ 1 και 1,80 Mg/m⁻³. Πιο κοντά στο κάτω όριο είναι η φαινόμενη πυκνότητα των συνεκτικών εδαφών και στο άνω όριο οι τιμές των ελαφρών εδαφών.

1.2.2 Πορώδες (n)

Το πορώδες του εδάφους (porosity) είναι εκείνο το τμήμα του που καταλαμβάνεται από τους πόρους που περιέχουν νερό και αέρα. Είναι αδιάστατο μέγεθος και δίνεται από την σχέση:

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.3)$$

όπου,

V_f : το άθροισμα του όγκου της αέριας (V_a) και της υγρής φάσης (V_w)

V_t : ο συνολικός όγκος και των τριών φάσεων.

Το πορώδες μπορεί να εκφραστεί σε σχέση με την πραγματική και την φαινόμενη πυκνότητα από την σχέση:

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (1.4)$$

Επειδή η πραγματική πυκνότητα είναι σχεδόν σταθερή σε όλα τα ορυκτά εδάφη, η σχέση (1.4) δείχνει ότι το πορώδες των αμμωδών εδαφών είναι μικρότερο του πορώδους των πιο συνεκτικών, αφού η φαινόμενη πυκνότητα των πρώτων είναι μεγαλύτερη από αυτή των δεύτερων.

Γενικά, τα επιφανειακά ελαφρά εδάφη έχουν πορώδες από 35% μέχρι 50% και τα συνεκτικά από 40% μέχρι 60% ή και μεγαλύτερο όταν το ποσοστό της περιεχόμενης οργανικής ουσίας είναι μεγάλο και παρουσιάζουν υψηλό βαθμό συσσωμάτωσης. Το πορώδες περιορίζεται με το βάθος και μπορεί να φτάσει στο 25-30% σε ορισμένα συμπαγή εδάφη.

Το πορώδες ενώ παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον για την κίνηση του νερού, δεν μας πληροφορεί καθόλου για την κατανομή των πόρων μέσα στο εδαφικό δείγμα, ούτε για το μέγεθος και το σχήμα τους.

Μερικοί ορισμοί που αφορούν τους πόρους του εδάφους είναι:

- Χώρος κενών ή χώρος πόρων (void space or pore space) είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.
- Πορώδες Μέσο (porous medium) είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση.
- Αποτελεσματικός χώρος πόρων (effective pore space) είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους.
- Μη αποτελεσματικοί πόροι (blind pores) είναι εκείνοι που ναι μεν αλληλοσυνδέονται, αλλά έχουν το ένα άκρο τους κλειστό.

1.2.3 Δείκτης κενών (e)

Ο δείκτης κενών (void ratio) είναι το κλάσμα του όγκου των πόρων ανά μονάδα όγκου στερεών τεμαχιδίων:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} \quad (1.5)$$

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

Ο δείκτης κενών e και το πορώδες n συνδέονται μεταξύ τους με τις σχέσεις:

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (1.6)$$

και

$$n = \frac{e}{1 + e} \quad (1.7)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ

2.1 Γενικά

Το έδαφος περιέχει νερό που μπορεί να διαιρεθεί σε τέσσερες κατηγορίες ανάλογα με τις φυσικές και φυσικοχημικές δυνάμεις που το συγκρατούν ή μπορούν να το μετακινήσουν. Έτσι μέσα στο έδαφος έχουμε τις εξής κατηγορίες νερού, εκτός από τις μικροποσότητες που είναι εγκλωβισμένες υπό μορφή υδρατμού:

- *Προσροφημένο νερό*: πρόκειται για το ισχυρά προσροφημένο στους κρυσταλλικούς μικροπόρους νερό το οποίο δεν είναι άμεσα διαθέσιμο και δεν μετακινείται, εκτός αν λάβουν χώρα ιοντοεναλλακτικές διεργασίες.
- *Υγροσκοπικό νερό*: είναι προσροφημένο ασθενώς, σε λεπτά στρώματα στην επιφάνεια των κόκκων και μπορεί να μετακινηθεί μόνο μέσω εξάτμισης.
- *Τριχοειδές νερό*: συγκρατείται μέσω δυνάμεων επιφανειακής τάσης ανάμεσα στους κόκκους του εδάφους ή μέσα σε τριχοειδείς πόρους. Αποτελεί την κυρίως πηγή υγρασίας και απορροφάται σταδιακά από τις ρίζες.
- *Νερό βαρύτητας ή ελεύθερο νερό*: πληρώνει τους μεγάλους πόρους και τους κενούς εν γένει χώρους του εδάφους, δια μέσου των οποίων κινείται ελεύθερα υπό την επίδραση της βαρύτητας ή άλλης επίδρασης.

Από αυτές τις κατηγορίες του εδαφικού νερού μόνο το τριχοειδές και το ελεύθερο νερό ενδιαφέρουν την άρδευση και την στράγγιση.

2.2 Υγρασία του εδάφους

Η περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία εκφράζεται είτε σε σχέση με την στερεά μάζα (υγρασία κατά βάρος θ_m) είτε σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος (υγρασία κατ' όγκο θ_v).

2.2.1 Υγρασία κατά βάρος

Η υγρασία κατά βάρος (gravimetric water content) αποτελεί την επί τοις εκατό (%) κατά βάρος έκφραση του περιεχόμενου νερού και είναι ίση με τη μάζα του νερού (M_w) προς τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους (M_s), δηλαδή:

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s} \quad (2.1)$$

Είναι αδιάστατο μέγεθος και η τιμή του σε κορεσμένα εδάφη μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ 25% και 60%, ανάλογα με την φαινόμενη πυκνότητα των εδαφών.

2.2.2 Υγρασία κατ' όγκο

Η υγρασία κατ' όγκο (volumetric water content) αποτελεί την επί τοις εκατό (%) κατ' όγκο έκφραση του περιεχόμενου νερού και είναι το πηλίκο του όγκου του νερού (V_w) προς τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος (V_t).

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (2.2)$$

όπου,

$$V_f = V_s + V_a$$

V_s : όγκος στερεών

V_a : όγκος αέρα εδάφους.

Συνήθως, στην κατάσταση κορεσμού, στα αμμώδη εδάφη, η θ_v είναι κοντά στο 40%, σε μέσης υφής εδάφη κυμαίνεται περίπου στο 50% και σε αργιλώδη εδάφη μπορεί να πλησιάσει το 60%. Επειδή εκφράζεται σαν ποσοστό επί του συνολικού όγκου του εδάφους, σε καταστάσεις κορεσμού του εδαφικού μείγματος είναι θεωρητικά ίση με το πορώδες. Η υγρασία κορεσμού κατ' όγκον συνήθως μετράται σε cm^3/cm^3 .

Η σχέση μεταξύ θ_v και θ_m έχει ως εξής:

$$\theta_v = \left(\frac{\rho_b}{\rho_w} \right) \theta_m \quad (2.3)$$

όπου,

ρ_b : φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους

ρ_w : η πυκνότητα του νερού.

2.2.3 Βαθμός κορεσμού

Ο βαθμός κορεσμού (degree of saturation) εκφράζει το ποσοστό του όγκου του νερού σε σχέση με τον όγκο των πόρων.

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (2.4)$$

Το εύρος των τιμών του κυμαίνεται από 0 σε εντελώς ξηρό έδαφος έως 1 (100%) σε κορεσμένο έδαφος. Επειδή σχεδόν πάντα υπάρχει εγκλωβισμένος αέρας μέσα στο πορώδες του εδάφους, βαθμός κορεσμού ίσος με 1 είναι πολύ σπάνιο φαινόμενο.

2.2.4 Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού

Ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e δίνεται από την σχέση:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.5)$$

όπου,

θ : εδαφική υγρασία (cm^3/cm^3)

θ_r : υπολειμματική υγρασία (cm^3/cm^3),

θ_s : υγρασία κορεσμού (cm^3/cm^3).

Ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού είναι αδιάστατος και παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1.

Η σχέση που συνδέει την υγρασία θ , το πορώδες n και τον βαθμό κορεσμού S είναι:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (2.6)$$

2.3 Μέτρηση εδαφικής υγρασίας

Η εδαφική υγρασία μπορεί να μετρηθεί με διάφορες μεθόδους που μπορεί να προκαλέσουν διατάραξη ή μη της δομής του εδάφους.

Στις μεθόδους οι οποίες προκαλούν διατάραξη της δομής του εδάφους τα δείγματα λαμβάνονται με δειγματολήπτη εδάφους κάθε φορά που απαιτείται η μέτρηση της υγρασίας, ενώ ο προσδιορισμός της υγρασίας γίνεται στο εργαστήριο. Στην περίπτωση αυτή δεν μπορεί να γίνει επανάληψη της μέτρησης στην ίδια θέση, γιατί το εδαφικό προφίλ διαταράσσεται κάθε φορά που γίνεται δειγματοληψία. Αυτό αποτελεί ένα από τα μειονεκτήματα των μεθόδων αυτών.

Στις μεθόδους οι οποίες δεν προκαλούν διατάραξη της δομής του εδάφους υπάρχει δυνατότητα επαναληπτικών μετρήσεων στην ίδια θέση του εδάφους και έτσι να γίνεται συνεχής καταγραφή της εδαφικής υγρασίας.

-Σταθμική μέθοδος (gravimetric). Στη μέθοδο αυτή, ένα δείγμα εδάφους αμέσως μετά τη δειγματοληψία ζυγίζεται, έπειτα ξηραίνεται στους 105 °C και στην συνέχεια ξαναζυγίζεται. Η υγρασία του δείγματος είναι η διαφορά βάρους μεταξύ του υγρού και του ξηρού δείγματος.

Η περιεχόμενη υγρασία κατά βάρος υπολογίζεται με την εξής σχέση:

$$\theta_m = \frac{W_w - W_d}{W_d} \quad (2.7)$$

όπου,

θ_m : περιεχόμενη κατά βάρος υγρασία (Kg/Kg)

W_w : βάρος του δείγματος με το περιεχόμενο νερό (υγρό βάρος)

W_d : βάρος του ξηρού δείγματος (ξηρό βάρος).

Η μέθοδος αυτή παρουσιάζει μεγάλη ακρίβεια. Το μειονέκτημά της είναι ότι χρειάζεται χρόνο και λήψη πολλών δειγμάτων για τον χαρακτηρισμό της υγρασίας ενός χωραφιού.

-Μέθοδος νετρονίων (neutron scattering). Στη μέθοδο αυτή μια ραδιενεργός πηγή (συνήθως το ισότοπο του αμερίκιου ^{241}Am) εκπέμπει νετρόνια που κινούνται με μεγάλη ταχύτητα μέσα στο έδαφος. Αυτά συγκρουόμενα με τα τεμαχίδια του εδάφους χάνουν ενέργεια και επιβραδύνουν, ενώ ταυτόχρονα καταγράφονται από έναν ανιχνευτή βραδέων νετρονίων.

Τα βραδέως κινούμενα νετρόνια που καταγράφονται συσχετίζονται με την περιεχόμενη υγρασία γιατί το υδρογόνο που είναι στοιχείο του νερού επιβραδύνει τα νετρόνια περισσότερο από ότι τα άλλα εδαφικά συστατικά.

Η σχέση της εδαφικής υγρασίας και της καταγραφής των νετρονίων έχει τη μορφή:

$$\theta = a + bR \quad (2.8)$$

όπου,

θ : εδαφική υγρασία

a : σταθερά που εξαρτάται από την πυκνότητα του εδάφους

b : σταθερά που εξαρτάται από την χημική σύσταση

R : κλάσμα των καταγραφών

Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου αυτής είναι η γρήγορη και επαναλαμβανόμενη στο ίδιο μέρος μέτρηση, η δυνατότητα καταγραφής σε διάφορα βάθη και η καταγραφή στα ίδια βάθη των χρονικών μεταβολών και ότι η σχέση καταγραφών και υγρασίας είναι γραμμική.

Τα μειονεκτήματα της μεθόδου είναι η μεγάλη μεταβλητότητα των καταγραφών, η φτωχή κατά βάθος ανάλυση, οι μετρήσεις εξαρτώνται από την ποικιλία των εδαφικών συστατικών, η αδυναμία μέτρησης στην επιφάνεια του εδάφους, τα προβλήματα που δημιουργούνται από την χρήση της ραδιενεργού πηγής για την αποφυγή έκθεσης από κακή χρήση και της ασφαλούς διάθεσης των εξασθενημένων ραδιενεργών υλικών με την χρήση.

-Μέθοδος των ακτίνων γάμα. Με τη μέθοδο αυτή μετράται η πυκνότητα του εδάφους. Όταν η πυκνότητα των στερεών του εδάφους παραμένει αμετάβλητη καθ' όλη την περίοδο των μετρήσεων, τότε οι μεταβολές στην πυκνότητα του εδάφους οφείλονται στις μεταβολές της εδαφικής υγρασίας. Σε ένα ομοιόμορφο έδαφος που δεν διογκώνεται ή δεν συρρικνώνεται, η μέτρηση της έντασης των ακτίνων γάμα που εκπέμπονται από μία πηγή κεσίου (^{137}Cs) και περνούν μέσα από μια εδαφική στήλη, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της κατ' όγκο περιεχόμενης υγρασίας με την σχέση:

$$\theta_v = \frac{I_n \left(\frac{I_d}{I_m} \right)}{\mu_w S} \quad (2.9)$$

όπου,

I_d : ένταση των ακτίνων γάμα που διαπερνά ένα ξηρό έδαφος

I_m : ένταση των ακτίνων γάμα που διαπερνά ένα υγρό έδαφος

M_w : συντελεστής εξασθένησης ακτινοβολίας μέσα στο νερό

S : πάχος εδάφους

Για τη μέτρηση στο χωράφι χρειάζονται δύο σωλήνες, ο ένας από τους οποίους χρησιμοποιείται για την πηγή εκπομπής και ο άλλος για τον δέκτη. Οι σωλήνες τοποθετούνται κάθετα και παράλληλα μέσα στο έδαφος. Το πλεονέκτημα της μεθόδου είναι ότι δίνει καλή σε βάθος ανάλυση της εδαφικής υγρασίας. Στα μειονεκτήματα περιλαμβάνονται το υψηλό κόστος, οι δυσκολίες χρήσης, καθώς και η ιδιαίτερη προσοχή στη χρήση λόγω των κινδύνων διαρροής ραδιενέργειας.

-Μέθοδος του TDR (time-domain reflectometry). Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται με την ίδια ευκολία τόσο στον αγρό όσο και στο εργαστήριο. Είναι γνωστή ως μέθοδος μέτρησης ανάκλασης ηλεκτρομαγνητικού παλμού ή χρονικής ανακλασιμετρίας. Είναι μία μέθοδος που βασίζεται στις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους. Η συσκευή μετρά το χρόνο διάδοσης ενός παλμού κατά μήκος ενός κύματος. Ο χρόνος αυτός εξαρτάται από τις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους που εξαρτώνται από την περιεχόμενη υγρασία του εδάφους γύρω από τον οδηγό του κύματος.

Η μέθοδος του TDR έγινε δημοφιλής τα τελευταία χρόνια κυρίως γιατί δεν απαιτεί ιδιαίτερη ρύθμιση, εκτός από τις εφαρμογές που απαιτούν υψηλότετη ακρίβεια. Η συσκευή μπορεί να συνδυαστεί με ένα σύστημα αυτόματης καταγραφής των μετρήσεων. Πλεονεκτήματα της μεθόδου είναι η υψηλή ακρίβεια, περίπου 1 - 2 % της ογκομετρικής περιεκτικότητας σε νερό και ταυτόχρονα εξαιρετική χωροχρονική ανάλυση, η διαθεσιμότητα ηλεκτροδίων διαφορετικού μήκους και ότι δεν απαιτείται ρύθμιση για διαφορετικά εδάφη. Επίσης δεν υπάρχει κίνδυνος ακτινοβολίας όπως συμβαίνει με τις μεθόδους νετρονίων ή ακτίνων γ.

Μειονεκτήματα της μεθόδου είναι το υψηλό κόστος των ηλεκτροδίων και του συστήματος καταγραφής, όπως και οι δυσκολίες εγκατάστασης των ηλεκτροδίων σε αμμώδη εδάφη (Αντωνόπουλος, 1999).

-Μέθοδος ηλεκτρικής αντίστασης. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην αρχή ότι κάθε μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό, προέρχεται από αντίστοιχη μεταβολή της εδαφικής υγρασίας. Οι αισθητήρες που χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό αποτελούνται από δύο ηλεκτρόδια, τα οποία βυθίζονται στο έδαφος σε επιθυμητό βάθος. Παρουσιάζουν ιδιαίτερη ευαισθησία στη μεγάλη συγκέντρωση αλάτων, ενώ απαιτούν συνεχή βαθμονόμηση. Ωστόσο, οι αισθητήρες αυτοί είναι σχετικά απλοί στην κατασκευή τους, είναι χαμηλού κόστους και γι' αυτό χρησιμοποιούνται σε πολλά συστήματα αυτόματης άρδευσης, παρά τα μειονεκτήματα που εμφανίζουν (Γράβαλος κ.α., 2009).

Τέλος, γνωρίζουμε ότι για κάθε τιμή υγρασίας του εδάφους αντιστοιχεί και μια τιμή τάσης ή μύζησης του εδαφικού νερού και έτσι έχουμε ζεύγη τιμών υγρασίας – τάσης/μύζησης που παρουσιάζονται μέσω της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους. Επομένως, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους, μπορεί να προσδιοριστεί η εδαφική υγρασία.

Η μέτρηση της τάσης του εδαφικού νερού γίνεται με τα τενσιόμετρα. Αυτά αποτελούνται από μια κάψα (πορώδες κεραμικό υλικό που συνδέεται με μανόμετρο δια μέσου ενός πλαστικού και διαφανούς σωλήνα). Πριν την τοποθέτησή του στο έδαφος το όλο σύστημα γεμίζεται με βρασμένο νερό και αφαιρείται ο αέρας από το σωλήνα του μανόμετρου. Για την τοποθέτησή του στο έδαφος ανοίγεται οπή ίδιας διαμέτρου με την κάψα ή λίγο μικρότερης. Για την κανονική λειτουργία του οργάνου είναι απαραίτητη η εξασφάλιση καλής επαφής κάψας και εδάφους και επιτυγχάνεται ύστερα από διαδοχικούς κύκλους διαβροχής του εδάφους. Συνήθως η αρνητική πίεση του εδαφικού νερού μεταβιβάζεται στο νερό του τασίμετρου δια μέσου του νερού των πόρων της κάψας και σημειώνεται στο μανόμετρο. Έχουμε δηλαδή είσοδο ή έξοδο από αυτό μιας μικρής ποσότητας νερού. Το τασίμετρο τείνει να παρακολουθήσει τις μεταβολές της πίεσης του εδαφικού νερού. Τα τοιχώματα της κάψας δεν αποτελούν ημιπερατή μεμβράνη και επιτρέπουν την είσοδο νερού και διαλυτών ουσιών. Έτσι είναι δυνατό οι ενδείξεις του τασίμετρου αρχικά να αντιπροσωπεύουν τόσο την αρνητική πίεση του εδαφικού νερού όσο και την ωσμωτική του πίεση. Με την πάροδο του χρόνου όμως οι ενδείξεις του δείχνουν μόνο την αρνητική του πίεση. Επειδή η πίεση παρουσιάζει έντονη χωρική μεταβλητότητα μέσα στο χωράφι, ενώ το τασίμετρο κάνει μόνο σημειακή μέτρηση θα πρέπει να γίνονται μετρήσεις σε αρκετές θέσεις και σε κάθε θέση σε διαφορετικά βάθη για την απόκτηση μιας αντιπροσωπευτικής τιμής της πίεσης στο χωράφι. Γενικά το τασίμετρο είναι ένα όργανο που μπορεί να μετρά πιέσεις του εδαφικού νερού μέχρι 0,85 bar,

είναι ακριβές, τοποθετείται εύκολα στο έδαφος και δεν είναι δαπανηρό, χρειάζεται όμως συχνά συντήρηση.

2.4 Υδατοϊκανότητα εδάφους

Μετά την εφαρμογή άρδευσης σε έναν αγρό, το βάθος του επαφανειακού εδάφους που έχει υγρανθεί είναι μόνο λίγα εκατοστά σε ποσοστό που αγγίζει τον κορεσμό. Αμέσως μετά στο εδαφικό προφίλ, υπό την επίδραση των κλίσεων που δημιουργούνται από τις υφιστάμενες διαφορές δυναμικών, αρχίζει η ανακτανομή του νερού. Αρχικά η κίνηση του νερού προς τα κάτω είναι σχετικά ταχεία, με την πάροδο όμως του χρόνου επιβραδύνεται και καταλήγει σε πολύ βραδείς ρυθμούς. Όταν η κίνηση του νερού περιοριστεί πολύ, η υγρασία που μένει στο έδαφος ονομάζεται υδατοϊκανότητα (Field Capacity).

Η υδατοϊκανότητα είναι ένα μέτρο της ποσότητας του νερού που μπορεί να αποθηκεύσει ένα έδαφος για να χρησιμοποιηθεί από τα φυτά.

Ο Παπαζαφειρίου (1999) αναφέρει ότι η έννοια της υδατοϊκανότητας εισάχθηκε το 1927 από τους Veihmeyer και Hendrickson, οι οποίοι αργότερα το 1949 κατέληξαν στον ακόλουθο ορισμό: "υδατοϊκανότητα είναι η ποσότητα νερού που συγκρατείται στο έδαφος μετά την απομάκρυνση του πλεονάζοντος νερού και ο ρυθμός της προς τα κάτω κίνησης του έχει δραστικά περιοριστεί, κάτι που συμβαίνει 2-3 ημέρες μετά από βροχή ή άρδευση σε διαπερατά εδάφη με ομοιόμορφη υφή και δομή".

Από τα χαρακτηριστικά του εδάφους η υφή, η δομή και η εναλλαγή των στρώσεων στο εδαφικό προφίλ έχουν την μεγαλύτερη επίδραση πάνω στην υδατοϊκανότητα. Τα συνεκτικά εδάφη, όπου το μέγεθος των πόρων είναι σχετικά ομοιόμορφο, συγκρατούν περισσότερη υγρασία από τα ελαφρά εδάφη με το ίδιο δυναμικό πίεσης και η στράγγισή τους διαρκεί περισσότερο. Η επιφάνεια επαφής μεταξύ των διαφορετικών στρώσεων ενός εδάφους εμποδίζει την κίνηση και την ανακατανομή του νερού και αυξάνει την υδατοϊκανότητά του. Επίσης η ύπαρξη στο έδαφος οργανικής ουσίας με την μορφή χούμου που ευνοεί το σχηματισμό συσσωματωμάτων, το βάθος ύγρυνσης και η προηγούμενη υγρασιακή κατάσταση είναι παράγοντες που μπορεί να επηρεάσουν την υδατοϊκανότητα του εδάφους.

Επειδή η υδατοϊκανότητα του εδάφους ενός αγρού επηρεάζεται από τα χαρακτηριστικά ολόκληρου του εδαφικού προφίλ, από τις ιδιότητες του εδάφους σε κάθε συγκεκριμένο σημείο και από την μεγάλη χωρική ανομοιομορφία που παρουσιάζουν τα εδάφη ο εργαστηριακός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας ενός εδαφικού δείγματος δεν μπορεί να αντιπροσωπεύσει την υδατοϊκανότητα του αγρού. Για το λόγο αυτό η υδατοϊκανότητα για είναι χρήσιμη πρέπει να προσδιορίζεται στον αγρό, κάτω από τις συνθήκες που επικρατούν κατά την διάρκεια της βλαστικής περιόδου (Παπαζαφειρίου, 1999).

2.5 Σημείο μόνιμης μάρανσης

Το σημείο μόνιμης μάρανσης (Permanent Wilting Point) είναι εκείνο το επίπεδο εδαφικής υγρασίας κάτω από το οποίο τα φυτά δεν μπορούν να προσλάβουν νερό σε ικανοποιητικό βαθμό, με αποτέλεσμα να παραμένουν σε κατάσταση μάρανσης ακόμη και όταν η διαπνοή τους έχει σχεδόν σταματήσει.

Όπως συμβαίνει και με την υδατοϊκανότητα, το σημείο μόνιμης μάρανσης δεν είναι μια εδαφική σταθερά ή κάποια διακριτή εδαφική ιδιότητα, αλλά διαμορφώνεται ανάλογα με την υφή, τη δομή και άλλους εδαφικούς παράγοντες, το είδος και την κατάσταση των φυτών και τις επικρατούσες εδαφικές συνθήκες.

Γενικά τα φυτά, ακόμη και αν βρίσκονται σε κατάσταση μάρανσης δεν παύουν να προσλαμβάνουν νερό, όμως ο ρυθμός με τον οποίο παίρνουν νερό από το έδαφος δεν είναι ικανός να επαναφέρει την σπαργή τους.

Όταν η υγρασία του εδάφους βρίσκεται στο σημείο μόνιμης μάρανσης τότε οι πόροι του είναι σχεδόν άδαιοι. Το νερό που υπάρχει βρίσκεται σε στρώσεις σε επαφή με τις επιφάνειες των τοιχωμάτων των πόρων και εξαρτάται από την έκταση των επιφανειών αυτών καθώς και από το πάχος των στρώσεων, το οποίο συνδέεται άμεσα με το δυναμικό πίεσης.

Έχει γίνει αποδεκτό ότι το δυναμικό πίεσης στο σημείο μόνιμης μάρανσης είναι περίπου -15 bar για ένα μεγάλο εύρος γεωργικών εδαφών (Παπαζαφειρίου, 1999).

2.6 Διαθέσιμη υγρασία εδάφους

Διαθέσιμη υγρασία εδάφους (Avaliable Soil Moisture) ονομάζεται η ποσότητα νερού που συγκρατείται στο έδαφος μεταξύ της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης.

Η ποσοτική έκφραση της διαθέσιμης υγρασίας δίνεται από την σχέση:

$$ASM = \frac{FC - PWP}{100} \rho_b RD \quad (2.10)$$

όπου,

ASM: διαθέσιμη υγρασία εκφρασμένη σε mm ισοδύναμου πάχους νερού

FC: υδατοϊκανότητα εκφρασμένη ως ποσοστό στα εκατό ξερού βάρους εδάφους

PWP: σημείο μόνιμης μάρανσης εκφρασμένο ως ποσοστό στα εκατό ξερού βάρους εδάφους

ρ_b : φαινόμενη πυκνότητα εδάφους

RD: βάθος ριζοστρώματος σε mm

Η σχέση (2.10) δηλώνει το ισοδύναμο πάχος νερού που μπορεί να συγκρατηθεί στο έδαφος, στο βάθος του ριζοστρώματος, ανάμεσα στην υδατοϊκανότητα και στο σημείο μόνιμης μάρανσης.

Όταν η εδαφική υγρασία πλησιάζει το σημείο μόνιμης μάρανσης, ιδίως όταν οι κλιματικές συνθήκες ευνοούν μεγάλη διαπνοή, που συνήθως παρατηρείται κατά την περίοδο της ανθοφορίας και της γονιμοποίησης, η πρόσληψη του νερού γίνεται πιο δύσκολα και σε μη επαρκείς ποσότητες, με αποτέλεσμα να μειώνεται η ποσότητα και η απόδοση του προϊόντος που συγκομίζεται στις περισσότερες καλλιέργειες.

Η διαθέσιμη υγρασία αξιοποιείται στις αρδεύσεις, με την προϋπόθεση ότι αναγνωρίζονται οι περιορισμοί της και ότι αυτή διαφοροποιείται σε σχέση με το βάθος του εδάφους, τα χαρακτηριστικά του εδαφικού προφίλ, τους κλιματικούς παράγοντες που διαφοροποιούν το επίπεδο της διαπνοής και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των καλλιεργειών (Παπαζαφειρίου, 1999).

2.7 Ελάχιστη επιτρεπόμενη και ωφέλιμη υγρασία

Όπως αναφέρθηκε, όταν η εδαφική υγρασία πλησιάζει το σημείο μόνιμης μάρανσης, η πρόσληψη του νερού από τα φυτά γίνεται δύσκολα και σε μη ικανοποιητικές ποσότητες. Για το λόγο αυτό το σημείο μόνιμης μάρανσης δεν μπορεί να θεωρηθεί το κάτω όριο ευχερούς πρόσληψης νερού από τα φυτά. Αυτό το κάτω όριο το οποίο βρίσκεται πάνω από το σημείο μόνιμης μάρανσης ονομάζεται ελάχιστη επιτρεπόμενη υγρασία (Lower Available Moisture) και εξαρτάται από την καλλιέργεια, τα χαρακτηριστικά του εδάφους και τις κλιματικές συνθήκες.

Η ελάχιστη επιτρεπόμενη υγρασία μπορεί να υπολογιστεί από την σχέση:

$$LAM = FC - F(FC - PWP) \quad (2.11)$$

όπου,

LAM: ελάχιστη επιτρεπόμενη υγρασία

F: συντελεστής ωφελιμότητας

Το νερό που συγκρατείται από το έδαφος στη ζώνη του ριζοστρώματος, μεταξύ υδατοϊκανότητας και ελάχιστης επιτρεπόμενης υγρασίας, το οποίο μπορεί ευχερώς να προσλαμβάνεται από τα φυτά ονομάζεται ωφέλιμη υγρασία (Useful Soil Moisture) (Παπαζαφειρίου, 1999).

Η ωφέλιμη υγρασία δίνεται από την σχέση:

$$USM = F \cdot ASM \quad (2.12)$$

Από τις σχέσεις (2.10) και (2.12) προκύπτει:

$$USM = F \frac{FC - PWP}{100} \rho_b RD \quad (2.13)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΛΑΦΟΣ

3.1 Γενικά

Το εδαφικό νερό υπό την επίδραση διαφόρων δυνάμεων βρίσκεται σε συνεχή κίνηση και μπορεί να κινηθεί προς διάφορες κατευθύνσεις.

Οι δυνάμεις αυτές οφείλονται στη βαρύτητα, στην πίεση του νερού, στην ατμοσφαιρική πίεση και στη στερεά φάση του εδάφους.

Επίσης οι θερμοκρασιακές διαφορές και οι διαφορές συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος επηρεάζουν την κίνηση του εδαφικού νερού. Οι διαφορές αυτές προκαλούν διαφορές στην πίεση των ατμών με αποτέλεσμα να προκαλείται μετακίνηση νερού υπό μορφή ατμών. Επειδή όμως η μετακίνηση αυτή δεν μπορεί να συμπεριληφθεί στις γενικές εξισώσεις που περιγράφουν την κίνηση του νερού για το λόγο αυτό αγνοούνται.

3.2 Δυναμικό του εδαφικού νερού

Το εδαφικό νερό, όπως κάθε σώμα στην γη, έχει την δική του ενέργεια. Η ενέργεια αυτή διακρίνεται σε κινητική και δυναμική.

Η κινητική ενέργεια εκφράζεται από την σχέση:

$$E_{KIN} = \frac{mV^2}{2} \quad (3.1)$$

όπου,

m: μάζα του νερού

V: ταχύτητα με την οποία κινείται μέσα στο έδαφος

Η ανά μονάδα βάρους νερού κινητική ενέργεια βρίσκεται αν διαιρέσουμε το δεξιό μέρος της σχέσης (3.1) με το βάρος του νερού οπότε:

$$E_v = \frac{E_{KIN}}{B} = \frac{mV^2}{2mg} = \frac{V^2}{2g} \quad (3.2)$$

όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Η ποσότητα αυτή έχει διαστάσεις μήκους (L) και επικράτησε να λέγεται *ύψος ταχύτητας*. Επειδή η ταχύτητα που κινείται το νερό στο έδαφος είναι πολύ μικρή (συνήθως από ένα mm ή λιγότερο μέχρι μερικά cm την ώρα), η E_v είναι αμελητέα και δεν λαμβάνεται υπόψη.

Η δυναμική ενέργεια του νερού στο έδαφος οφείλεται στην θέση ή στην κατάσταση την οποία βρίσκεται το νερό και διαφέρει από σημείο σε σημείο. Οι διαφορές αυτές έχουν ως αποτέλεσμα την κίνηση του νερού στο έδαφος, αφού αυτό έχει την τάση να κινείται προς την κατεύθυνση της ελαττούμενης δυναμικής ενέργειας. Η δυναμική ενέργεια του νερού οφείλεται κυρίως σε βαρυτικές δυνάμεις ή σε πιέσεις που ασκούνται σε αυτό μέσα στο έδαφος.

Δυναμικό του εδαφικού νερού (soil water potential) ονομάζεται ο λόγος της δυναμικής ενέργειας του εδαφικού νερού ανά μονάδα βάρους, ανά μονάδα όγκου, ή ανά μονάδα μάζας. Εκφράζει το επίπεδο ενέργειας του νερού σε κάθε σημείο του εδάφους. Ορίζεται σαν το έργο που είναι αναγκαίο για την μεταφορά ποσότητας νερού ίσης με την μονάδα, από μια κατάσταση (θέση) αναφοράς προς την κατάσταση θέση που μας ενδιαφέρει. Σαν κατάσταση αναφοράς συνήθως θεωρείται αυτή του καθαρού νερού που βρίσκεται κάτω από την επίδραση πίεσης ίσης με μια τυπική ατμόσφαιρα σε ένα δεδομένο υψόμετρο (Παπαζαφειρίου, 1999).

Το ολικό δυναμικό του εδαφικού νερού Φ (Σακελλαρίου–Μακραντωνάκη, 1986) δίνεται από τη σχέση:

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \Phi_{gas} \quad (3.3)$$

όπου:

Φ_g : δυναμικό βαρύτητας (gravitational potential)

Φ_p : δυναμικό πίεσης (pressure or matrix potential)

Φ_o : δυναμικό όσμωσης (osmotic potential)

Φ_{gas} : δυναμικό του αέρα (pneumatic potential)

Το δυναμικό βαρύτητας Φ_g είναι η ενέργεια ανά μονάδα βάρους που έχει το νερό εξαιτίας

της βαρύτητας. Η δυναμική ενέργεια του νερού σε ύψος z (σε m) πάνω από το επίπεδο αναφοράς δίνεται από την σχέση:

$$E_g = mgz \quad (3.4)$$

Το δυναμικό βαρύτητας προκύπτει διαιρώντας την E_g με το βάρος:

$$\Phi_g = \frac{E_g}{B} = \frac{mgz}{mg} = z \quad (3.5)$$

Έχει διαστάσεις μήκους (L) και αναφέρεται σαν *ύψος θέσης*.

Αν εκφράσουμε το δυναμικό βαρύτητας ανά μονάδα μάζας τότε έχουμε την σχέση:

$$\Phi_g = \frac{E_g}{m} = \frac{mgz}{m} = gz \quad (3.6)$$

Ενώ αν εκφράσουμε δυναμικό βαρύτητας ανά μονάδα όγκου τότε έχουμε την σχέση:

$$\Phi_g = \frac{E_g}{V} = \frac{mgz}{V} = \rho gz \quad (3.7)$$

όπου ρ η πυκνότητα του νερού.

Το δυναμικό πίεσης του εδαφικού νερού Φ_p οφείλεται στις διάφορες πιέσεις που ασκούνται στο νερό, στο μέγεθος, τη γεωμετρία και τη διάταξη των πόρων του εδάφους και την γωνία επαφής μεταξύ των επιφανειών του νερού και των εδαφομορίων.

Πίεση είναι η δύναμη που ασκείται από το βάρος του νερού ανά μονάδα επιφάνειας.

Η πίεση των υγρών εκφράζεται από την σχέση:

$$P = \frac{F}{A} = \frac{B}{A} = \frac{mg}{A} = \frac{V\rho g}{A} = \frac{Ah\rho g}{A} = \rho gh \quad (3.8)$$

όπου,

ρ : πυκνότητα του νερού

h : ύψος στήλης νερού

g : επιτάχυνση της βαρύτητας

A : εμβαδόν διατομής

Η ενέργεια λόγω πίεσης είναι ίση με το έργο που παράγεται κατά τη μεταφορά όγκου νερού V από ένα σημείο στο επίπεδο της υπόγειας στάθμης όπου η πίεση είναι μηδενική.

Το δυναμικό πίεσης Φ_p , δηλαδή η ανά μονάδα βάρους δυναμική ενέργεια που οφείλεται στις πιέσεις δίνεται από την σχέση:

$$\Phi_p = \frac{W}{B} = \frac{PV}{\gamma V} = \frac{P}{\gamma} = \frac{\rho gh}{\rho g} = h \quad (3.9)$$

όπου,

W : το παραγόμενο έργο κατά τη μεταφορά του όγκου νερού

γ : ειδικό βάρος νερού

Το h έχει διαστάσεις μήκους [L] και λέγεται *ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (soil water pressure head)*.

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού μπορεί να εκφραστεί και ως το ύψος μιας κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία ασκεί στη βάση της πίεση κατά απόλυτη τιμή ίση με την πίεση του εδαφικού νερού. Αν υποθέσουμε ότι P_0 είναι η πίεση του ατμοσφαιρικού αέρα και P η απόλυτη πίεση του νερού στο έδαφος συμπεραίνουμε τα εξής: Στην ακόρεστη ζώνη, επειδή $P_0 > P$ συνεπάγεται ότι $h < 0$. Στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος, επειδή $P_0 = P$ είναι $h = 0$ και στο υδροφόρο στρώμα όπου $P_0 < P$, είναι $h > 0$.

Αν εκφράσουμε το δυναμικό πίεσης ανά μονάδα μάζας τότε έχουμε την σχέση:

$$\Phi_p = \frac{W}{m} = \frac{PV}{m} = \frac{Pm}{m\rho} = \frac{\rho gh}{\rho} = gh \quad (3.10)$$

Ενώ αν εκφράσουμε το δυναμικό πίεσης ανά μονάδα όγκου τότε έχουμε την σχέση:

$$\Phi_p = \frac{W}{V} = \frac{PV}{V} = P = \rho gh \quad (3.11)$$

Το δυναμικό πίεσης του εδαφικού νερού είναι μια συνεχής συνάρτηση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας και είναι θετικό όταν το έδαφος είναι κορεσμένο, ενώ σε ακόρεστο έδαφος είναι αρνητικό.

Το αρνητικό δυναμικό πίεσης καλείται *μύζηση* (suction) και συμβολίζεται ως:

$$\Psi = -h \quad (3.12)$$

Η μύζηση η οποία αναφέρεται και ως *αρνητική πίεση* ή *τάση της εδαφικής υγρασίας* είναι ένα μέτρο που δείχνει πόσο ισχυρά συγκρατείται το νερό στο έδαφος. Αντιπροσωπεύει την δύναμη που πρέπει να ασκηθεί ανά μονάδα επιφάνειας για να απομακρυνθεί το νερό από τους εδαφικούς πόρους. Η δύναμη αυτή εκφράζεται συνήθως σε ατμόσφαιρες ή σε ισοδύναμο ύψος υδάτινης στήλης (μια τεχνική ατμόσφαιρα ή bar ισοδυναμεί σε 10 μέτρα στήλης νερού σε θερμοκρασία 21 °C). Η τάση της εδαφικής υγρασίας δεν αντιπροσωπεύει μονότιμα την ποσότητα του νερού που μπορεί να απομακρυνθεί από ένα έδαφος αν εφαρμοστεί μια δύναμη ίση και αντίθετη προς την τάση αυτή, γιατί η ποσότητα αυτή είναι συνάρτηση της υφής και της δομής του εδάφους (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

Το οσμωτικό δυναμικό Φ_o οφείλεται στην παρουσία διαλυτών στο εδαφικό νερό και εκφράζει την μείωση της δυναμικής ενέργειας του εδαφικού νερού που οφείλεται στην παρουσία των διαλυτών αυτών, σε σχέση με το καθαρό νερό. Δεν επηρεάζει σημαντικά την κίνηση του νερού, καθώς οι διαλύτες κινούνται μαζί με αυτό.

Το οσμωτικό δυναμικό στα αραιά διαλύματα εξαρτάται από την συγκέντρωση του

διαλύματος και την θερμοκρασία και δίνεται από την σχέση:

$$\Phi_o = M_c RT \quad (3.13)$$

όπου,

M_c : ολική μοριακή συγκέντρωση διαλυμένων ουσιών

R : παγκόσμια σταθερά των αερίων

T : απόλυτη θερμοκρασία ($^{\circ}K$)

Το δυναμικό του αέρα Φ_{gas} αναφέρεται στην πίεση που ασκείται από τον αέρα των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε μονάδες ενέργειας ανά μονάδα μάζας:

$$\Phi_{gas} = P_{sa} g \quad (3.14)$$

όπου P_{sa} η πίεση που ασκεί ο αέρας των πόρων του εδάφους.

Επειδή το δυναμικό όσμωσης και το δυναμικό του αέρα είναι αμελητέα το συνολικό δυναμικό Φ δίνεται από την σχέση:

$$\Phi = \Phi_p + \Phi_g \quad (3.15)$$

Από τις σχέσεις (3.5), (3.9) και (3.15) προκύπτει το συνολικό δυναμικό εκφρασμένο ως ενέργεια ανά μονάδα βάρους:

$$\Phi = z + h = H \quad (3.16)$$

Όπου h το δυναμικό πίεσης και z το δυναμικό βαρύτητας. Αν το υπό θεώρηση σημείο είναι πάνω από το επίπεδο αναφοράς το z είναι θετικό, αν ταυτίζεται με αυτό είναι 0 και αν το σημείο είναι κάτω από το επίπεδο αναφοράς το z είναι αρνητικό.

Το H που αντιπροσωπεύει το ολικό δυναμικό του εδαφικού νερού αναφέρεται ως *υδραυλικό φορτίο* ή *υδραυλικό ύψος* (hydraulic head) και έχει διαστάσεις μήκους (L).

Από τις σχέσεις (3.6), (3.10) και (3.15) προκύπτει το ολικό δυναμικό εκφρασμένο ως ενέργεια ανά μονάδα μάζας Φ_m :

$$\Phi_m = gz + gh = g(z + h) \quad (3.17)$$

Το δυναμικό αυτό έχει διαστάσεις L^2T^{-2} .

Από τις σχέσεις (3.7), (3.11) και (3.15) προκύπτει το ολικό δυναμικό εκφρασμένο ως ενέργεια ανά μονάδα όγκου Φ_v :

$$\Phi_v = \rho gz + \rho gh = \rho g(z + h) \quad (3.18)$$

Το δυναμικό αυτό έχει διαστάσεις $MT^{-2}L^{-1}$.

Οι διαφορετικές εκφράσεις του δυναμικού του εδαφικού νερού μπορεί να μετατραπούν η μια στην άλλη με διάφορες σχέσεις, όπως:

$$H = \frac{\Phi_m}{g} = \frac{\Phi_v}{\rho g} \quad (3.19)$$

Από τις τρεις εκφράσεις του δυναμικού του εδαφικού νερού προτιμάται η πρώτη δηλαδή ενέργεια ανά μονάδα βάρους γιατί το δυναμικό βαρύτητας εκφράζεται σε μονάδες μήκους και υπολογίζεται εύκολα από την υψομετρική διαφορά από το επίπεδο αναφοράς.

Στην κίνηση του εδαφικού νερού βρίσκει εφαρμογή και το θεώρημα του Bernoulli, που λέει ότι το άθροισμα της κινητής και της δυναμικής ενέργειας είναι σταθερό. Έτσι από τις σχέσεις (3.2), (3.5) και (3.9) έχουμε:

$$\frac{V^2}{2g} + z + \frac{p}{\gamma} = \text{σταθερό} \quad (3.20)$$

Θεωρούμε μια εδαφική στήλη, όπου το νερό κινείται από ένα σημείο 1 σε ένα σημείο 2 που απέχουν μεταξύ τους απόσταση ΔL .

Εφαρμόζοντας το θεώρημα του Bernoulli στις δύο θέσεις θα έχουμε:

$$\frac{V_1^2}{2g} + z_1 + \frac{p_1}{\gamma} = \frac{V_2^2}{2g} + z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \Delta H \quad (3.21)$$

όπου,

V_1, V_2 : ταχύτητες

Z_1, Z_2 : ύψη θέσης

$P_1/\gamma, P_2/\gamma$: ύψη πίεσης

ΔH : απώλειες ροής

Επειδή όμως τα ύψη ταχύτητας είναι αμελητέα και παραλείπονται η σχέση (3.21) γίνεται:

$$\left(z_1 + \frac{p_1}{\gamma} \right) - \left(z_2 + \frac{p_2}{\gamma} \right) = H_1 - H_2 = \Delta H \quad (3.22)$$

Η σχέση (3.22) δείχνει ότι οι απώλειες ροής ΔH είναι ίσες με την διαφορά των υδραυλικών υψών (H_1 και H_2) ανάμεσα στα δύο σημεία.

Ο λόγος:

$$i = \frac{H_1 - H_2}{\Delta L} \quad (3.23)$$

ή γενικότερα

$$i = -\frac{dH}{dL} \quad (3.24)$$

λέγεται *υδραυλική κλίση ή κλίση υδραυλικού φορτίου* .

Εκφράζει τις απώλειες ροής ανά μονάδα μήκους διαδρομής και είναι αδιάστατη ποσότητα.

Αν η υδραυλική κλίση είναι ίση με το μηδέν, αν δηλαδή $H_1 = H_2$, το νερό στο έδαφος μένει ακίνητο. Κίνηση του νερού παρατηρείται μόνο όταν $i \neq 0$

3.3 Χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους

Το επιφανειακό έδαφος, όπου αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, είναι κατά κανόνα ακόρεστο, περιέχει δηλαδή στους πόρους του αέρα και νερό. Στην περίπτωση αυτή η εδαφική υγρασία βρίσκεται κάτω από αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί σαν ίση και αντίθετη με τη δύναμη που χρειάζεται για την απομάκρυνση του νερού από τους εδαφικούς πόρους.

Αν ένα έδαφος αρχικά κορεσμένο με νερό αφεθεί να στραγγίσει, πρώτα αδειάζουν από το νερό οι πόροι με την μεγαλύτερη διάμετρο και ακολουθούν αυτοί με την μικρότερη. Όσο λιγότερο νερό μένει στο έδαφος τόσο πιο ισχυρά συγκρατείται.

Η δύναμη συγκράτησης του εδαφικού νερού από το έδαφος, δηλαδή η μύζηση κατά κύριο λόγο εξαρτάται από:

- α) το μέγεθος, το σχήμα και την κατανομή των εδαφικών πόρων
- β) την γωνία επαφής του νερού με τα εδαφομόρια που περιβάλλουν τους πόρους
- γ) την επιφανειακή τάση

Όταν η τιμή της μύζησης αυξάνει, αυξάνουν οι δυνάμεις συγκράτησης του εδαφικού νερού, δηλαδή μειώνεται η εδαφική υγρασία. Σε κάθε τιμή της περιεκτικότητας σε νερό θ αντιστοιχεί μια τιμή για την μύζηση του εδάφους.

Η καμπύλη που δείχνει την συναρτησιακή σχέση μεταξύ μύζησης και περιεχόμενης υγρασίας του εδάφους, ονομάζεται *χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας (Soil moisture characteristic curve)*.

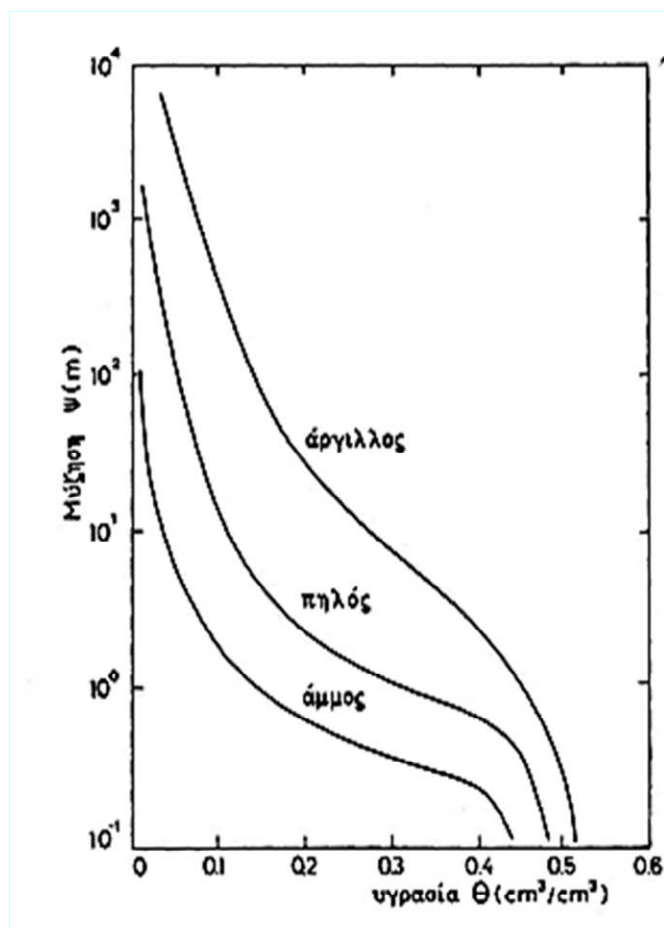
Αν τοποθετήσουμε τα ζεύγη των τιμών υγρασίας και μύζησης σε ένα σύστημα ορθογωνίων συντεταγμένων θα προκύψει μια καμπύλη σιγμοειδούς μορφής.

Η χρησιμότητα της χαρακτηριστικής καμπύλης έγκειται στην εκτίμηση της ποσότητας νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από ένα δεδομένο δυναμικό πίεσης, της ποσότητας του νερού που απελευθερώνεται μεταξύ δυο δυναμικών και της κατανομής του

μεγέθους των πόρων.

Η χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας διαφέρει για κάθε τύπο εδάφους (Slatyer, 1967).

Στο Σχήμα 3.1 (Hillel, 1977) φαίνεται ένα τυπικό παράδειγμα χαρακτηριστικής καμπύλης της εδαφικής υγρασίας.



Σχήμα 3.1: Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμόδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Hillel, 1977).

Από το παραπάνω σχήμα διαπιστώνουμε ότι:

- όταν ελαττώνεται η ποσότητα του εδαφικού νερού, αυξάνεται και μάλιστα ταχύτατα η δύναμη συγκράτησής του από το έδαφος
- τα ποσά νερού που συγκρατούνται με την ίδια δύναμη σε διαφορετικά εδάφη είναι διαφορετικά και μικρότερα σε ελαφράς από ότι σε βαριάς σύστασης εδάφη

Ο όρος χωρητικότητα της εδαφικής υγρασίας (soil water capacity) εκφράζει την κλίση ($d\theta/dh$) της χαρακτηριστικής καμπύλης της εδαφικής υγρασίας σε κάθε σημείο της. Η τιμή αυτή εκφράζει τη μεταβολή της περιεχόμενης υγρασίας ανά μονάδα μεταβολής του

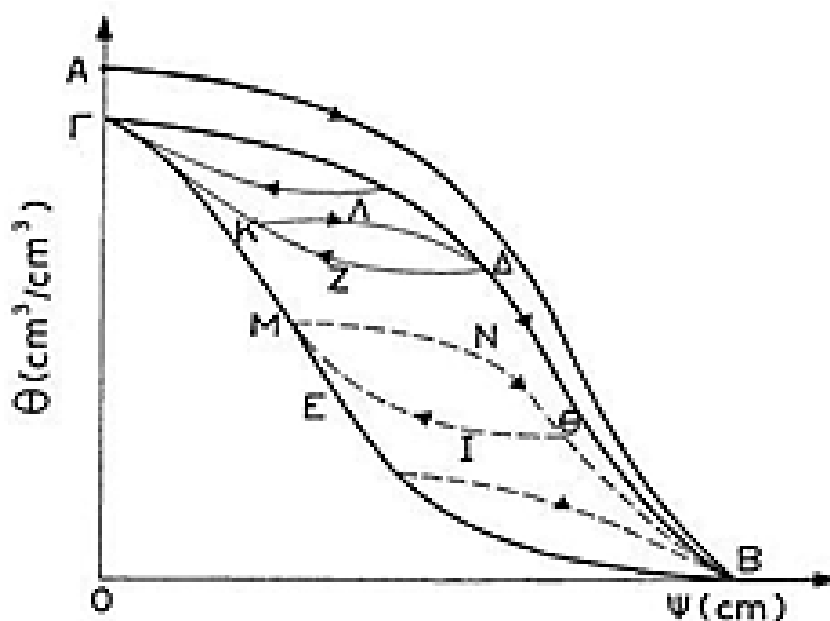
δυναμικού ή φορτίου και είναι μια σπουδαία ιδιότητα σε σχέση με την αποθήκευση του εδαφικού νερού και την απελευθέρωσή του.

Η χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας σχηματίζεται με δύο τρόπους:

- με στράγγιση ενός αρχικά κορεσμένου δείγματος εδάφους, εφαρμόζοντας διαδοχική αύξηση της μύζησης και παίρνοντας τις αντίστοιχες τιμές υγρασίας και η καμπύλη που προκύπτει αναφέρεται σαν καμπύλη στράγγισης
- με διαδοχική διύγρανση, ελαττώνοντας τη μύζηση εδάφους η καμπύλη που προκύπτει αναφέρεται σαν καμπύλη διύγρανσης

Οι δύο αυτές καμπύλες δεν συμπίπτουν μεταξύ τους και το φαινόμενο αυτό ονομάζεται *υστέρηση* (hysteresis) του εδαφικού νερού (Poulovassilis, 1962).

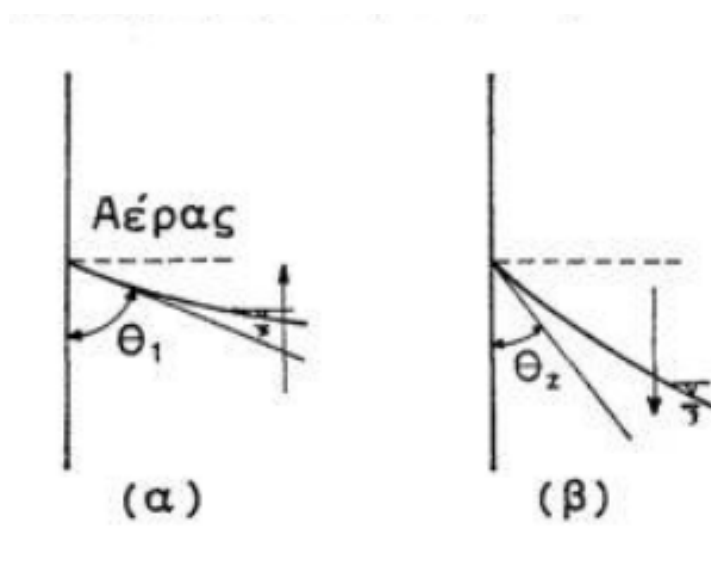
Στο Σχήμα 3.2 (Poulovassilis, 1962) η καμπύλη AB περιγράφει την πρώτη στράγγιση από τον αρχικό κορεσμό, η BEΓ την πρώτη διαβροχή και η διαφορά ΑΓ τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Νέα στράγγιση δίνει την καμπύλη ΓΔΒ, ενώ οι επόμενοι κύκλοι διαβροχής-στράγγισης επαναλαμβάνονται πάντα από τις καμπύλες BEΓ και ΓΔΒ που ονομάζονται τελικές οριακές καμπύλες στράγγισης – διύγρανσης, οι οποίες περικλείουν τον κυρίως βρόχο της υστέρησης.



Σχήμα 3.2: Υποθετικός βρόχος υστέρησης (Poulovassilis, 1962).

Από το Σχήμα 3.2 προκύπτει ότι η υγρασία σε μια δεδομένη τιμή μύζησης είναι μεγαλύτερη κατά την στράγγιση από ότι κατά την διύγρανση.

Το φαινόμενο της υστέρησης (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986) έχει αποδοθεί σε διάφορους παράγοντες όπως στη διαφορετική γωνία επαφής του νερού στους κόκκους του εδάφους κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους και στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους.



Σχήμα 3.3: Γωνία επαφής. α) Γωνία διαβροχής, β) Γωνία απόσυρσης (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).

Γωνία επαφής λέγεται η γωνία της διεπιφάνειας δύο ρευστών και του στερεού μέσου μέσα στο οποίο βρίσκονται. Όταν το υγρό προχωράει πάνω στο στερεό καλείται γωνία διαβροχής, ενώ όταν αποσύρεται καλείται γωνία απόσυρσης (Σχήμα 3.3). Για το ίδιο υγρό η γωνία διαβροχής θ_1 είναι μεγαλύτερη από την γωνία απόσυρσης θ_2 , οπότε για τις αντίστοιχες ακτίνες καμπυλότητας των μηνίσκων ισχύει $R_1 > R_2$.

Για την μύζηση ισχύει:

$$\Psi = 2 \sigma R \quad (3.25)$$

όπου σ η επιφανειακή τάση.

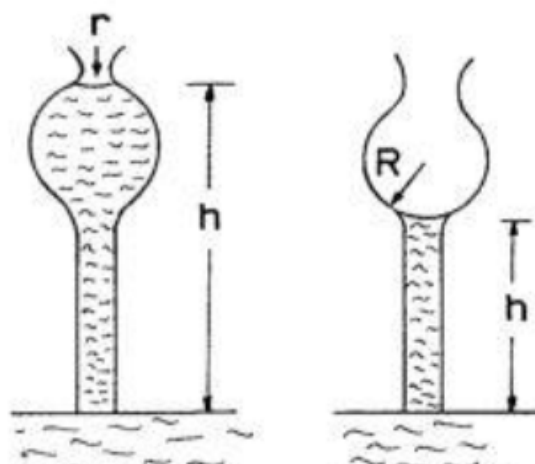
Επειδή $R_1 > R_2$ από την σχέση (3.25) θα έχουμε $|\Psi_1| < |\Psi_2|$.

Αυτό σημαίνει ότι για δεδομένη τιμή της εδαφικής υγρασίας, η μύζηση θα είναι μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια της στράγγισης απ' ότι κατά την διύγρανση του εδάφους.

Επίσης, καθώς το έδαφος φτάνει στον κορεσμό είτε με διήθηση είτε με ανύψωση της υπόγειας στάθμης εγκλωβίζεται αέρας με αποτέλεσμα να δημιουργείται πορώδες μέσο όπου το νερό και αέρας συνυπάρχουν. Στην περίπτωση αυτή υπάρχει ένα χαρακτηριστικό σημείο (σημείο έναρξης εισόδου αέρα) στην οριακή καμπύλη διύγρανσης πάνω από το οποίο η εδαφική υγρασία δεν αυξάνει με περαιτέρω αύξηση του ύψους πίεσης. Η εδαφική υγρασία στο σημείο αυτό αποτελεί περίπου το 85%-90% του κορεσμού. Η διεργασία αποστράγγισης-διαβροχής δεν είναι αντιστρεπτή και τότε λέμε ότι ο πόρος παρουσιάζει υστέρηση. Το φαινόμενο της υστέρησης είναι σημαντικό διότι έχει αποδειχθεί ότι επηρεάζει την κίνηση του νερού στο έδαφος (Vachaud and Thony, 1971).

Το πορώδες διαμορφώνεται από σχετικά μεγάλες κοιλότητες που επικοινωνούν μεταξύ τους με λεπτά ανοίγματα. Κατά τη ξήρανση, η πίεση που πρέπει να ασκηθεί για να αδειάσει ένας πόρος, καθορίζεται από την ακτίνα της στένωσης, ενώ κατά τη διύγρανση, η πίεση που κάνει τον πόρο να γεμίσει, καθορίζεται από την ακτίνα διεύρυνσης. Επομένως χρειάζεται μεγαλύτερη ενέργεια, για να αποσπάσουμε νερό από το έδαφος παρά για να το προσθέσουμε και το φαινόμενο είναι μη αντιστρεπτό (Παπαζαφειρίου, 1984).

Στο Σχήμα 3.4 φαίνεται ένας υποθετικός πόρος κατά τα στάδια διύγρανσης και στράγγισης.



Σχήμα 3.4: Υποθετική παράσταση πόρου γεμάτου και άδειου με νερό (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).

Ο πόρος αυτός αποτελείται από ένα τριχοειδή σωλήνα ακτίνας καμπυλότητας r που παρουσιάζει στο επάνω μέρος μία σφαιρική διόγκωση ακτίνας R . Για μία ορισμένη τιμή της μύζησης Ψ_r το νερό ισορροπεί στο επάνω μέρος της διόγκωσης, όπου η καμπυλότητα της διεπιφάνειας αέρα- νερού είναι $r < R$. Για την Ψ_r ισχύει:

$$\Psi_r = 2 \sigma r \quad (3.26)$$

Όταν η μύζηση γίνει λίγο μεγαλύτερη τότε η σφαιρική διόγκωση αδειάζει εντελώς. Για να ξαναγεμίσει, χρειάζεται μία μύζηση λίγο μεγαλύτερη από την Ψ_R :

$$\Psi_R = 2 \sigma R \quad (3.27)$$

Επειδή $R > r$ από τις σχέσεις (3.26) και (3.27) προκύπτει $|\Psi_R| < |\Psi_r|$.

Επομένως, για το γέμισμα του πόρου απαιτείται μικρότερη μύζηση από αυτήν που απαιτείται για το άδειασμά του.

Το φαινόμενο της υστέρησης είναι πολύπλοκο και επειδή είναι πολύ δύσκολο να μετρηθεί αποτελεσματικά η επίδρασή του στο έδαφος, συχνά αγνοείται σε εφαρμογές πεδίου.

Με το φαινόμενο της υστέρησης έχουν ασχοληθεί πολλοί ερευνητές όπως: Everett et al. (1952, 1954a, 1954b, 1955), Poulouvasilis (1962, 1970), Philip (1964), Biswass et al. (1966), Gardner et al. (1970), Poulouvasilis and Tzimas (1975), Poulouvasilis and El- Ghamry (1977), Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη και Τζιμόπουλος (1985), Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη (1986), Αραμπατζής (1996), Basile et al. (2003), Guber et al. (2006), Wang et al. (2009), Fredlund (2011), κ.α.

Το φαινόμενο της υστέρησης στην χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας μπορεί να προβλεφθεί από διάφορα μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί. Τα μοντέλα αυτά διακρίνονται σε φυσικά και εμπειρικά. Τα φυσικά μοντέλα έχουν χρησιμοποιηθεί από αρκετούς για να περιγράψουν το φαινόμενο της υστέρησης περιλαμβάνοντας το διάγραμμα του Preisach (1935), το διάγραμμα του Neel (1942, 1943) και το διάγραμμα του Enderby (1955).

Οι Everett (1954, 1955), Poulouvasilis (1962), Philip (1964), Topp (1971a, 1971b), Mualem (1973), και Parlange (1976, 1980) για να αναπαραστήσουν την υστέρηση της χαρακτηριστικής καμπύλης έχουν χρησιμοποιήσει το διάγραμμα του Neel (1942, 1943), ενώ οι Hanks et al. (1969), Dane & Wierenga (1975), Scott et al (1983), Jaynes (1984), Nimmo (1992), Kawai et al. (2000), Feng & Fredlund (1999), Karube & Kawai (2001) κ.ά. έχουν αναπτύξει διάφορα εμπειρικά μοντέλα.

Μια σύνοψη των μοντέλων υστέρησης που έχουν χρησιμοποιηθεί παρουσιάζεται στο Πίνακα 3.1

Πίνακας 3.1: Σύνοψη 28 μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).

<i>Έτος</i>	<i>Ερευνητής</i>
1954-1955	Everett
1955-1956	Enderby
1962	Poulovassilis
1964	Philip
1969	Hanks et al.
1971	Poulovassilis and Childs
1971a	Topp
1973	Mualem (μοντέλο I)
1974	Mualem (μοντέλο II)
1975	Dane and Wierenga
1975	Mualem and Dagan (μοντέλο III)
1976	Parlange
1977	Mualem (universal model)
1977	Poulovassilis and El-Ghamry
1979	Mualem and Miller
1983	Scott et al.
1984a	Mualem
1984b	Mualem
1984	Jaynes
1988	Hogarth et al.
1992	Nimmo
1995	Liu et al.
1999	Feng & Fredlund
2000	Kawai et al.
2001	Karube & Kawai
2003	Wheeler et al.
2003	Hayashida et al.
2003	Pham et al.

Η χαρακτηριστική καμπύλη χρησιμεύει στην εκτίμηση της κατανομής του μεγέθους των πόρων και της ποσότητας του νερού που συγκρατείται από ένα έδαφος σε ορισμένο δυναμικό και στην εκτίμηση της ποσότητας του νερού που απομακρύνεται από το έδαφος κατά την μεταβολή της πίεσης ανάμεσα σε δύο τιμές. Η περιγραφή της χαρακτηριστικής καμπύλης με κάποια μαθηματική σχέση είναι πολύ σημαντική γιατί είναι απαραίτητη στην αριθμητική προσομοίωση της ροής στην ακόρεστη ζώνη του εδάφους, καθώς επίσης επιτρέπει τη γρήγορη σύγκριση των υδραυλικών ιδιοτήτων διαφορετικών πορωδών μέσων.

Υπάρχουν πολλές εμπειρικές συναρτήσεις που περιγράφουν την χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους, οι σημαντικότερες από τις οποίες είναι οι παρακάτω:

Η εξίσωση Gardner (1956) είναι μία από τις πρώτες εμπειρικές εξισώσεις που παρουσιάστηκαν για την περιγραφή της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους και δίνεται από την σχέση:

$$S_e = \frac{1}{1 + \alpha \Psi^n} \quad (3.28)$$

όπου,

Se: αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού

Ψ : μύζηση

α : παράμετρος αντιστρόφως ανάλογη της πίεσης εισόδου του αέρα

n : παράμετρος που σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων.

Από την σχέση (3.28) προκύπτει για την εδαφική υγρασία η σχέση:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{\alpha \Psi^n} \right) \quad (3.29)$$

Οι Brooks and Corey (1964) πρότειναν μια εμπειρική εξίσωση για την συνάρτησης εδαφικής υγρασίας και ύψους πίεσης.

$$S_e = \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda, \quad \text{για } h > h_b \quad (3.30.\alpha)$$

$$S_e = 1, \quad \text{για } h \leq h_b \quad (3.30.\beta)$$

όπου,

h : ύψος πίεσης εδαφικής υγρασίας

h_b : πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους

λ : δείκτης κατανομής του μεγέθους των πόρων

Από την σχέση (3.30.α) προκύπτει για την εδαφική υγρασία, για τιμές ύψους πίεσης μεγαλύτερες από την πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους, η παρακάτω σχέση:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad (3.31)$$

Η εξίσωση των Brooks and Corey δίνει σχετικά ακριβή αποτελέσματα σε χονδρόκοκκα

εδάφη, ενώ σε λεπτόκοκκα εδάφη τα αποτελέσματα είναι μικρότερης ακρίβειας

Ο Brutsaert (1966) για να περιγράψει την χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους πρότεινε μια εμπειρική εξίσωση, η οποία είναι παρόμοια με την εξίσωση που πρότεινε ο Gardner το 1956.

Η εξίσωση συνδέει τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού με την μύζηση του εδάφους και χρησιμοποιεί δύο παραμέτρους προσαρμογής, α και n . Η παράμετρος α σχετίζεται με την πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους και η παράμετρος b σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων του εδάφους. Η εξίσωση αυτή δίνεται από την σχέση:

$$S_e = \frac{1}{1 + \frac{1}{\alpha} \Psi^b} \quad (3.32)$$

Η εδαφική υγρασία που προκύπτει από την (3.32) είναι:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{\frac{1}{\alpha} \Psi^b} \right) \quad (3.33)$$

Ο Laliberte (1969) διαπίστωσε ότι η εμπειρική εξίσωση των Brooks και Corey, που συνδέει τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού S_e με το ύψος πίεσης της εδαφικής υγρασίας h , περιγράφει αρκετά καλά τα πειραματικά δεδομένα για μικρές τιμές του S_e , όμως υπερεκτιμά το S_e για τιμές του h κοντά στο h_b . Έτσι πρότεινε μια διαφορική εξίσωση της μορφής:

$$S_e = 0,5 (1 + \operatorname{erf}(\xi)) \quad (3.34)$$

όπου $\operatorname{erf}(\xi)$ είναι η συνάρτηση σφάλματος του ξ , το οποίο δίνεται από την σχέση:

$$\xi(h) = \frac{a}{h + b} - c \quad (3.35)$$

όπου a,b και c σταθερές.

Οι Gillham et al. (1976) πρότειναν την σχέση:

$$\theta = \frac{\cosh \left(\frac{h}{h_o} \right)^b - \left(\frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r} \right)}{\cosh \left(\frac{h}{h_o} \right) + \left(\frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o - \theta_r} \right)} \quad (3.36)$$

όπου θ_o , θ_r , b και h_o είναι σταθερές που υπολογίζονται με την προσαρμογή στα δεδομένα.

Ο van Genuchten (1978, 1980) περιέγραψε την χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας με την παρακάτω εξίσωση:

$$S_e = \frac{1}{[1 + (ah)^n]^n} \quad \text{για } h > 0 \quad (3.37.a)$$

$$S_e = 1, \quad \text{για } h \leq 0 \quad (3.37.β)$$

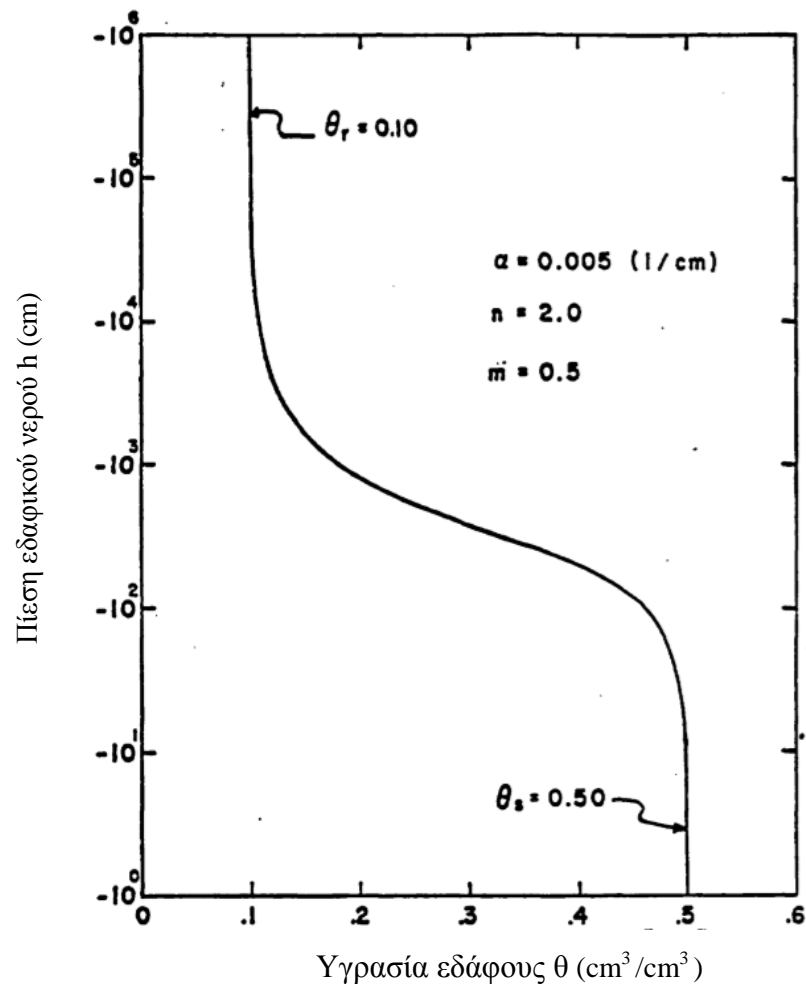
όπου a, n, και m είναι παράμετροι προσαρμογής. Η παράμετρος a προκαλεί παράλληλη μετατόπιση της χαρακτηριστικής καμπύλης χωρίς να αλλοιώνει της μορφή της, εφόσον οι άλλες παράμετροι παραμένουν σταθερές. Η παράμετρος n είναι υπεύθυνη για την παραμόρφωση της καμπύλης (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Από την σχέση (3.37.α) προκύπτει για την εδαφική υγρασία η σχέση:

$$\theta = \theta_r + \left[\frac{\theta_s - \theta_r}{1 + (\alpha h^n)^m} \right] \quad (3.38)$$

Μια τυπική καμπύλη $\theta(h)$ που βασίζεται στην σχέση (3.38) και δείχνει την σχέση της περιεχόμενη εδαφικής υγρασίας (moisture content) με το ύψος πίεσης (pressure head) εμφανίζεται στο Σχήμα 3.5. Η καμπύλη είναι σιγμοειδής και η κλίση ($d\theta/dh$) γίνεται μηδενική

όταν η υγρασία προσεγγίζει είτε την υγρασία κορεσμού θ_s είτε την υπολειμματική υγρασία θ_r .



Σχήμα 3.5: Τυπική καμπύλη υγρασίας βασισμένη στην εξίσωση (3.38) (van Genuchten, 1980).

Ο van Genuchten (1980) προκειμένου να επιτύχει σχετικά απλές εξισώσεις πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας συνδύασε τις εξισώσεις (3.37α) και (3.37β) με τις ολοκληρωματικές εξισώσεις των Mualem (1976α) και Burdine (1953) υποθέτοντας ότι οι παράμετροι m και n συνδέονται μεταξύ τους με την σχέση:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (0 < m < 1, n > 1) \quad (3.39)$$

για το μοντέλο του Mualem (1976α) και με την σχέση:

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (0 < m < 1, n > 2) \quad (3.40)$$

για το μοντέλο του Burdine (1953).

Οι van Genuchten and Nielsen (1985) θεώρησαν ότι οι περιορισμοί, που επιβάλουν οι σχέσεις (3.39) και (3.40) στις παραμέτρους m και n , περιορίζουν την προσαρμοστικότητα της εξίσωσης (3.37) για ορισμένες περιπτώσεις εδαφών. Για το λόγο αυτό περιέγραψαν την χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας $\Theta(h)$ με την εξίσωση (3.37) πλην όμως θεώρησαν ότι δεν υφίστανται οι συναρτησιακές σχέσεις (3.39) και (3.40) μεταξύ των παραμέτρων m και n (m και n ανεξάρτητα).

Η τιμή της n και της m σύμφωνα με τους Rawls et al. (1993) συνδέονται με την τιμή της λ της εξίσωσης Brooks and Corey με τις παρακάτω σχέσεις:

$$n = \lambda + 1 \quad (3.41\alpha)$$

$$m = \frac{\lambda}{1 + \lambda} \quad (3.41\beta)$$

Ο Tani (1982) για να περιγράψει την σχέση μεταξύ αποτελεσματικού βαθμού κορεσμού και μύζησης πρότεινε μια εξίσωση εκθετικής μορφής. Η εξίσωση αυτή χρησιμοποιεί δύο παραμέτρους προσαρμογής. Η παράμετρος α σχετίζεται με την τιμή εισόδου του αέρα, ενώ η παράμετρος n είναι ίση με την μύζηση του εδάφους στο σημείο καμπής. Η εξίσωση αυτή δίνεται από την σχέση:

$$S = \left(1 + \frac{\alpha - \Psi}{\alpha - n}\right) \exp\left(-\frac{\alpha - \Psi}{\alpha - n}\right) \quad (3.42)$$

Η εδαφική υγρασία που προκύπτει από την σχέση (3.42) είναι:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{\alpha - \Psi}{\alpha - n} \right) \exp \left(- \frac{\alpha - \Psi}{\alpha - n} \right) \quad (3.43)$$

Οι Williams et al., (1983) πρότειναν μια διπαραμετρική εμπειρική εξίσωση της χαρακτηριστικής καμπύλης λογαριθμικής μορφής:

$$\ln(h) = a + b \ln(\theta) \quad (3.44)$$

όπου α και b παράμετροι προσαρμογής.

Οι McKee and Bumb (1984) πρότειναν για την εκτίμηση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας την παρακάτω εκθετική συνάρτηση:

$$S_e = \exp \left(\frac{\alpha - \Psi}{n} \right) \quad \Psi < \alpha \quad (3.45.\alpha)$$

$$S_e = 1 \quad \Psi > \alpha \quad (3.45.\beta)$$

Η παράμετρος α σχετίζεται με την πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους και η παράμετρος n σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων του εδάφους.

Από την σχέση (3.45.α) προκύπτει:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \exp \left(\frac{\alpha - \Psi}{n} \right) \quad (3.46)$$

Ο Bumb (1987) πρότεινε μια νέα σχέση η οποία ισχύει για όλο το εύρος κορεσμού και έχει τη μορφή:

$$S_e = \frac{1}{1 + \exp \left(\frac{\Psi - \alpha}{n} \right)} \quad (3.47)$$

Όπου α είναι η πίεση που αντιστοιχεί σε υγρασία που η τιμή της βρίσκεται στο μέσο μεταξύ της υπολειμματικής και της μέγιστης υγρασίας, ενώ η παράμετρος n σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων του εδάφους.

Από την σχέση (3.47) προκύπτει:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + \exp \left(\frac{\Psi - \alpha}{n} \right)} \right) \quad (3.48)$$

Οι Gregson et al. (1987) διερεύνησαν την διπαραμετρική εξίσωση των Williams et al., (1983) της σχέσης (3.44) και με δεδομένα για τις παραμέτρους α και b που έλαβαν από 41 αντιπροσωπευτικά εδάφη πρότειναν την παρακάτω μονοπαραμετρική εξίσωση:

$$\ln(h) = -7.89 + b(\ln(\theta) - 4.02) \quad (3.49)$$

Η πρακτική εφαρμογή της μονοπαραμετρικής εξίσωσης είναι ότι μπορεί να προσδιοριστεί η χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας με την μέτρηση ενός μόνο ζεύγους τιμών υγρασίας και μύζησης. Ένα τέτοιο σημείο της χαρακτηριστικής καμπύλης για το ζεύγος των τιμών αυτών θα μπορούσε να είναι η υδατοϊκανότητα που αντιστοιχεί σε πίεση του εδαφικού νερού -0,1 atm (Αντωνόπουλος, 1999)

Οι Fredlund και Xing (1994) πρότειναν μια εμπειρική εξίσωση για την περιγραφή της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους παρόμοια με εκείνη του van Genuchten (1980). Η εξίσωση συνδέει τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού με την μύζηση του εδάφους και χρησιμοποιεί τρεις παραμέτρους προσαρμογής.

Η παράμετρος α σχετίζεται με την τιμή εισόδου του αέρα, η παράμετρος n σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων του εδάφους και η παράμετρος m σχετίζεται με την ασυμμετρία της εξίσωσης. Η εξίσωση αυτή δίνεται από την σχέση:

$$S_e = \frac{1}{\left[\ln \left[e + \left(\frac{\Psi}{\alpha} \right)^n \right] \right]^m} \quad (3.50)$$

Από την σχέση (3.50) προκύπτει για την κατ' όγκο περιεχόμενη υγρασία η σχέση:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \frac{1}{\left[\ln \left[e + \left(\frac{\Psi}{\alpha} \right)^n \right] \right]^m} \quad (3.51)$$

Οι Zhang and van Genuchten (1994) πρότειναν μια αρκετά καλή σχέση που αποτελεί το λόγο δύο απλών πολυωνύμων πρώτου και δευτέρου βαθμού με ικανοποιητικά όμως αποτελέσματα. Η σχέση αυτή έχει τη μορφή

$$S_e = \frac{1 + \gamma ah}{1 + ah + \beta (ah)^2} \quad (3.52)$$

όπου α , β , γ σταθερές.

Ο Kosugi (1996) πρότεινε μια εμπειρική εξίσωση για την εκτίμηση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας, την οποία ανέπτυξε εφαρμόζοντας μια λογαριθμοκανονική κατανομή

και χρησιμοποιώντας παραμέτρους που σχετίζονται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων. Η εξίσωση αυτή είναι:

$$S_e = Q \left[\frac{\ln \left(\frac{h}{h_m} \right)}{\sigma} \right] \quad (3.53)$$

όπου,

Q: συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος

σ: αδιάστατη παράμετρος που σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων

Η συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος Q περιγράφεται ως:

$$Q(x) = \operatorname{erfc} \frac{(x / \sqrt{2})}{2} \quad (3.54)$$

Από την σχέση (3.54) προκύπτει για την εδαφική υγρασία η σχέση:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) Q \left[\frac{\ln \left(\frac{h}{h_m} \right)}{\sigma} \right] \quad (3.55)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις περιγράφουν την χαρακτηριστική καμπύλη εδαφικής υγρασίας με ικανοποιητική ακρίβεια, όμως οι πιο πολλές δεν μπορούν να συνδυαστούν με τα στατιστικά μοντέλα κατανομής του μεγέθους των πόρων για να δώσουν μοντέλα πρόβλεψης της υδραυλικής αγωγιμότητας ή έχουν άλλα χαρακτηριστικά τα οποία τις κάνουν λιγότερο εφαρμόσιμες στις μελέτες της κίνησης του εδαφικού νερού (van Genuchten and Nielsen, 1985).

Οι πιο διαδεδομένες από τις αυτές τις εξισώσεις οι οποίες εφαρμόζονται συχνά σε διάφορα προβλήματα ακόρεστης ροής είναι των Brooks and Corey (1964), του Brutsaert (1966), του van Genuchten (1980) και του Kosugi (1996). Οι εξισώσεις αυτές έχουν σημαντική δυσκολία

να περιγράψουν την χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας όταν ο βαθμός κορεσμού πλησιάζει το μηδέν. Στην βιβλιογραφία αναφέρονται διάφορες βελτιώσεις των εξισώσεων αυτών σε μια προσπάθεια να ξεπεραστεί αυτό το πρόβλημα όπως των Ross et al., (1991), Campbell and Shiozawa (1992), Rossi and Nimmo (1994), Fayer and Simmons (1995), Morel-Seytoux and Nimmo (1999), και Webb (2000).

3.4 Υδροδυναμικές παράμετροι

Οι κυριότερες υδροδυναμικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται στις βασικές εξισώσεις της ροής σε πορώδη μέσα είναι η υδραυλική αγωγιμότητα K (hydraulic conductivity), η ειδική υδραυλική χωρητικότητα C (specific water capacity) και ο συντελεστής διάχυσης D (hydraulic diffusivity).

Με τον όρο υδραυλική αγωγιμότητα αναφερόμαστε στην ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Η υδραυλική αγωγιμότητα χαρακτηρίζει το έδαφος και ορίζεται ως η σταθερά αναλογίας που συνδέει την ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy q με την κλίση του υδραυλικού φορτίου που προκαλεί την ροή:

$$K = - \frac{q}{gradh} \quad (3.56)$$

Όταν το υδραυλικό φορτίο μετράται σε θέσεις κάτω από τη στάθμη του νερού στο έδαφος ή όπου αλλού οι πιέσεις του εδαφικού νερού είναι θετικές, δηλαδή σε όλες τις περιπτώσεις που το έδαφος είναι κορεσμένο, η υδραυλική αγωγιμότητα παραμένει σταθερή σε σχέση με το ύψος πίεσης. Στην περίπτωση αυτή αποκαλείται υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμένου εδάφους K_s (saturated hydraulic conductivity).

Από την άλλη μεριά σε ακόρεστο έδαφος, δηλαδή όπου το περιεχόμενο νερό μεταβάλλεται ως προς το χρόνο και τη θέση, η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση τόσο των χαρακτηριστικών του εδάφους αλλά και της περιεχόμενης υγρασίας και λέγεται ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity) (Παπαζαφειρίου 1999).

Αναλυτικά για την υδραυλική αγωγιμότητα θα μιλήσουμε στο επόμενο κεφάλαιο.

Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα C ορίζεται ως ο αρνητικός λόγος της μεταβολής της

υγρασίας θ προς τη μεταβολή της μύζησης Ψ :

$$C(\theta) = - \frac{d\theta}{d\Psi} \quad (3.57)$$

Οι διαστάσεις της C είναι L^{-1} .

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά $d\theta$ όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά $d\Psi$.

Ο Buckingham το 1907 εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = - K(\theta) \frac{d\Psi}{d\theta} \quad (3.58)$$

χωρίς όμως να τον ονομάσει. Ο όρος αυτός εξομοιώθηκε με ένα συντελεστή διάχυσης από τους Childs και Collis – George (1950) και ονομάζεται σήμερα γενικά *συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού*.

Οι διαστάσεις του D είναι L^2T^{-1} .

3.5 Εξισώσεις ροής

3.5.1 Νόμος του Darcy

Η βασική σχέση που περιγράφει την κίνηση του νερού στο έδαφος διατυπώθηκε από τον Darcy το 1856. Μετά από ανάλυση των αποτελεσμάτων πειραμάτων σε πορώδη μέσα, διαπίστωσε ότι “ η ροή του νερού μέσα σε πορώδες μέσο είναι ανάλογη προς την υδραυλική κλίση και ενός παράγοντα, γνωστού σαν συντελεστή υδατοπερατότητας, που είναι χαρακτηριστικός του πορώδους μέσου” (Παπαζαφειρίου, 1999).

Στο Σχήμα 3.5 φαίνεται η συσκευή που χρησιμοποίησε ο Darcy για την πραγματοποίηση των πειραμάτων του, ενώ στο Σχήμα 3.6 η συσκευή επαλήθευσης του νόμου Darcy για ροή σε διάφορες κατευθύνσεις.

$$Q = - K i A \quad (3.59)$$

όπου,

Q: παροχή νερού

K: υδραυλική αγωγιμότητα

i: υδραυλική κλίση

A: εμβαδό διατομής πορώδους μέσου

Ο λόγος $\frac{Q}{A} = q$ που είναι η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας, λέγεται ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy και έχει διαστάσεις ταχύτητας ($L T^{-1}$), οπότε τη σχέση (3.59) γίνεται:

$$q = - K i \quad (3.60)$$

όπου i η υδραυλική κλίση.

Το αρνητικό πρόσημο στις παραπάνω σχέσεις δείχνει ότι η ροή είναι προς την κατεύθυνση του μικρότερου υδραυλικού φορτίου.

Η ταχύτητα Darcy q είναι μια υποθετική ταχύτητα, που ορίζεται από την παροχή που περνά από μια διατομή. Η πραγματική ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό μέσα στο πορώδες υλικό μεταβάλλεται ακανόνιστα και δεν μπορεί να περιγραφεί από τον νόμο του Darcy.

Επίσης έχει διαπιστωθεί ότι ο νόμος του Darcy έχει ισχύ μόνο στην περίπτωση που η ροή είναι στρωτή (Παπαζαφειρίου, 1999).

Για να διαπιστωθεί αν η ροή είναι στρωτή χρησιμοποιείται ο αριθμός Reynolds, που στην περίπτωση κίνησης σε πορώδη μέσα δίνεται από την σχέση:

$$N_R = dv \frac{\rho}{\mu} \quad (3.61)$$

όπου:

d: μέση διάμετρος των πόρων του εδάφους

v: ταχύτητα ροής μέσα στους πόρους

ρ : πυκνότητα του νερού

η : συντελεστής ιξώδους του νερού

Ο νόμος Darcy ισχύει για τιμές $N_R \leq 1$. Για τιμές N_R από 1 μέχρι 10 η ροή είναι απροσδιόριστη, ενώ για τιμές μεγαλύτερες του 10 η ροή είναι τυρβώδης.

Γενικεύοντας τον τύπο του Darcy στις τρεις διαστάσεις, για ισότροπο και ομογενές μέσο η εξίσωση (3.60) γίνεται:

$$\vec{q} = -K_s \overrightarrow{\text{grad} H} \quad (3.62)$$

όπου $\text{grad} H$ η κλίση του υδραυλικού φορτίου.

Ο νόμος του Darcy επεκτάθηκε και για την ακόρεστη ροή από τον Richards το 1931 παίρνοντας την μορφή:

$$\vec{q} = -K(\Psi) \overrightarrow{\text{grad} H} \quad (3.63)$$

όπου $K(\Psi)$ η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα

Στην ακόρεστη ροή, όταν ο κατακόρυφος άξονας κίνησης z έχει θετικές τιμές προς τα πάνω, το ύψος πίεσης h παίρνει αρνητικές τιμές και συμβολίζεται με $\Psi = -h$.

Επομένως το υδραυλικό φορτίο στην ακόρεστη ροή:

- για θετικό άξονα z προς τα πάνω είναι:

$$H = h + z = -\Psi + z \quad (3.64)$$

- για θετικό άξονα z προς τα κάτω είναι:

$$H = h + z = -\Psi - z \quad (3.65)$$

Αν αντί της συνάρτησης $K(\Psi)$ χρησιμοποιηθεί η $K(\theta)$ η εξίσωση (3.63) γίνεται:

$$\vec{q} = -K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}H} \quad (3.66)$$

Η συνάρτηση $K(\Psi)$ επηρεάζεται έντονα από την υστέρηση, σε αντίθεση με την καμπύλη $K(\theta)$, που επηρεάζεται ελάχιστα (Topp and Miller, 1966; Poulouvasilis, 1969; Thony, 1970), για το λόγο αυτό κατά την μελέτη της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση – στράγγιση) είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται η $K(\theta)$.

Από τον συνδυασμό των εξισώσεων (3.64) και (3.66) έχουμε:

$$\vec{q} = -K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}\Psi} - K(\theta)\vec{z} \quad (3.67)$$

Επίσης συνδυάζοντας τις εξισώσεις (3.58) και (3.67) έχουμε:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overrightarrow{\text{grad}\theta} - K(\theta)\vec{z} \quad (3.68)$$

όπου $D(\theta)$ ο συντελεστής διάχυσης, και οι συνιστώσες q_x, q_y, q_z της παροχής q που λέγονται και συνιστώσες της ταχύτητας Darcy δίνονται από τις σχέσεις:

$$q_x = -D \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.69\alpha)$$

$$q_y = -D \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (3.69\beta)$$

$$q_z = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \quad (3.69\gamma)$$

3.5.2 Εξίσωση συνέχειας

Η εξίσωση συνέχειας εκφράζει την διατήρηση της μάζας του νερού μέσα σε ένα στοιχειώδη όγκο εδάφους. Επομένως η μάζα του νερού που εισέρχεται στον όγκο αυτόν διαμέσου της επιφάνειας του πρέπει να ισούται με τη μάζα που εξέρχεται από αυτόν, δηλαδή απαιτεί η καθαρή εισροή να είναι μηδέν.

Αν θεωρήσουμε ένα τυχαίο όγκο V στο εσωτερικό του εδάφους που περικλείει μια μάζα νερού M , αυτή θα ισούται με με:

$$M = \iiint_V (\rho \theta) dV \quad (3.70)$$

όπου,

ρ : πυκνότητα του νερού

θ : υγρασία του εδάφους

Επειδή η μεταβολή της μάζας του νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο είναι μηδέν θα έχουμε:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_V (\rho \theta) dV = 0 \quad (3.71)$$

Αν εφαρμόσουμε το θεώρημα μεταφοράς του Reynolds στην σχέση (3.71) θα έχουμε:

$$\iiint_V \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dV = 0 \quad (3.72)$$

και επειδή ο όγκος V είναι αυθαίρετος:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (3.73)$$

Στην περίπτωση ασυμπίεστου υγρού, όπως είναι το νερό ($\rho = \text{σταθερό}$) η σχέση (3.73) γίνεται:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\operatorname{div}\vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} = 0 \quad (3.74)$$

Στην παραπάνω σχέση $\vec{q} = \theta \vec{v}$ και \vec{v} μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η σχέση (3.74) αποτελεί την εξίσωση συνέχειας για την ακόρεστη ροή.

Στην περίπτωση της μονοδιάστατης κατακόρυφης κίνησης η σχέση (3.74) γίνεται:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\operatorname{div}\vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (3.75)$$

3.5.3 Εξίσωση Richards

Αν συνδυάσουμε την εξίσωση του νόμου Darcy (3.62) με την εξίσωση συνέχειας (3.74) παίρνουμε τη σχέση:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left[K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} H \right] \quad (3.76)$$

και χρησιμοποιώντας τη σχέση (3.65) έχουμε

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \overrightarrow{\text{div}} \left[K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \Psi - K(\theta) z \right] \quad (3.77)$$

Για τις παραπάνω εξισώσεις η παράγωγος $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ μπορεί να γραφτεί ως:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial t} = -C(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (3.78)$$

όπου $C(\theta)$ η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.

Αν συνδυάσουμε τις σχέσεις (3.77) και (3.78) προκύπτει η σχέση:

$$C(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \overrightarrow{\text{div}} \left[K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \Psi - K(\theta) z \right] \quad (3.79)$$

που είναι γνωστή και σαν εξίσωση Richards.

Η εξίσωση αυτή χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη ροή στην ακόρεστη και κορεσμένη ζώνη του εδάφους και σε στρωματωμένα εδάφη.

Η σχέση (3.79) μπορεί να γραφεί ως:

$$C(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (3.80)$$

Αν συνδυάσουμε τις σχέσεις (3.68) και (3.74) προκύπτει η σχέση:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \overrightarrow{div} \left[D(\theta) \overrightarrow{grad} \theta - K(\theta) z \right] \quad (3.81)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (3.82)$$

Από τις εξισώσεις (3.80) και (3.82) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

❖ Μονοδιάστατη ροή:

Διεύθυνση x

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (3.83)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (3.84)$$

Διεύθυνση z

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3.85)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3.86)$$

❖ Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3.87)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3.88)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ

4.1 Γενικά

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, η υδραυλική αγωγιμότητα αποτελεί ένα μέτρο της ικανότητας του εδάφους να μεταφέρει νερό και είναι μια από τις σημαντικότερες υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους.

Η υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί να εκφραστεί από την σχέση:

$$K = \frac{k\rho g}{n} \quad (4.1)$$

όπου,

k: απόλυτη ή γεωμετρική διαπερατότητα του εδάφους

ρ : πυκνότητα του νερού

g: επιτάχυνση της βαρύτητας

n: ιξώδες του νερού

Η απόλυτη ή γεωμετρική διαπερατότητα του εδάφους k έχει διαστάσεις επιφάνειας (L^2) και δίνεται από την σχέση:

$$k = Cd^2 \quad (4.2)$$

όπου C καλείται παράγοντας σχήματος, είναι αδιάστατος και περιλαμβάνει τις επιδράσεις του σχήματος, της διάστρωσης και της συσκευασίας των κόκκων, τις αποκλίσεις του μεγέθους αυτών από τη μέση διάμετρο, καθώς και τις επιδράσεις του πορώδους. Το d είναι η μέση διάμετρος των κόκκων.

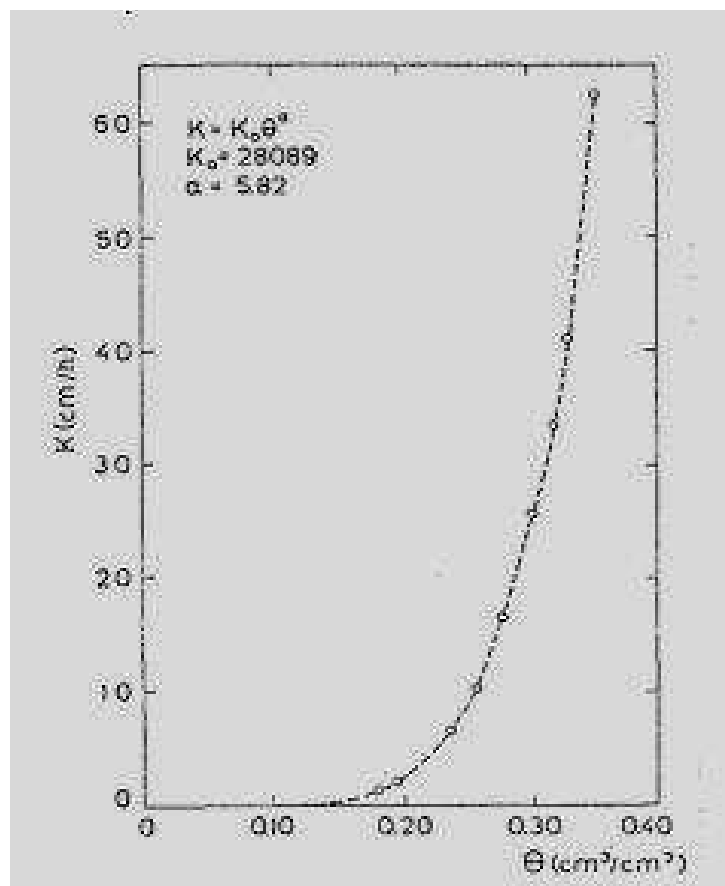
Η σχέση (4.1) δείχνει ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι αντιστρόφως ανάλογη προς το ιξώδες, το οποίο είναι αντιστρόφως ανάλογο με την θερμοκρασία. Έτσι, η υδραυλική αγωγιμότητα είναι ανάλογη με τη θερμοκρασία και αυξάνει όσο η θερμοκρασία ανεβαίνει και αντιστρόφως.

Όταν η υδραυλική αγωγιμότητα διαφέρει από σημείο σε σημείο σε ένα έδαφος αυτό λέγεται ετερογενές. Αν η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από την κατεύθυνση ροής, το έδαφος

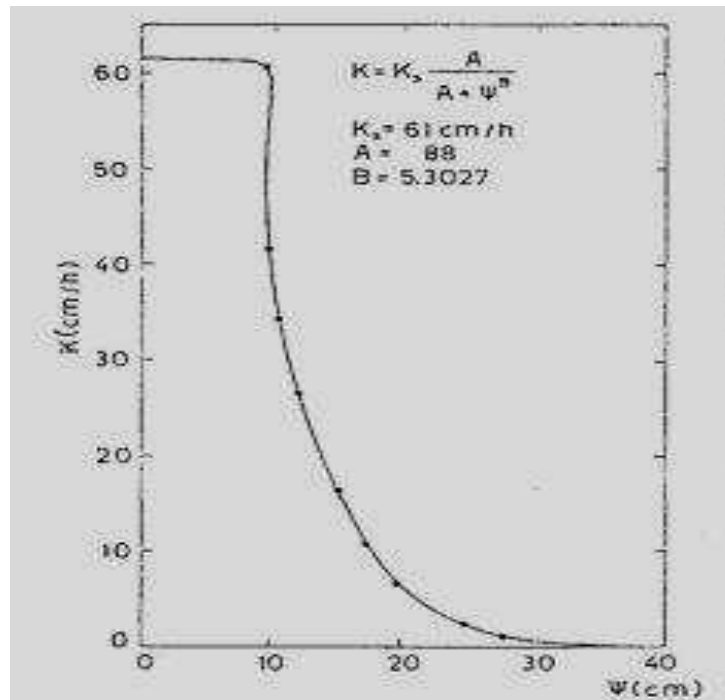
λέγεται ανισότροπο.

Η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα συμβολίζεται με K_s , είναι σταθερά και καθορίζει τη μέγιστη ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει νερό. Είναι χρήσιμη για τον προσδιορισμό της επιφανειακής απορροής, της ταχύτητας διήθησης καθώς και στις μελέτες αρδευτικών και στραγγιστικών έργων.

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας θ και συμβολίζεται με $K(\theta)$ (Σχήμα 4.1α) ή του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού h και συμβολίζεται με $K(h)$.



Σχήμα 4.1: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την περιεχόμενη υγρασία (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).



Σχήμα 4.2: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την μύζηση του εδαφικού νερού (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).

Τα εδάφη στη φύση, εξαιτίας του αέρα που παγιδεύεται κατά την ύγρανση, δεν είναι απόλυτα κορεσμένα. Έτσι, μπορεί ο όγκος του νερού που περιέχεται να διαφέρει από το ολικό πορώδες ακόμη και κάτω από την υπόγεια στάθμη του νερού που οι περιοχές αυτές φαινομενικά είναι κορεσμένες. Στην περίπτωση αυτή, ο όγκος του περιεχόμενου νερού ισούται με την υγρασία που προκύπτει αν αφαιρέσουμε από το ολικό πορώδες τον όγκο που καταλαμβάνει ο παγιδευμένος αέρας. Η αντίστοιχη υδραυλική αγωγιμότητα, η οποία θεωρείται σταθερή ονομάζεται φαινόμενη ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (Παπαζαφειρίου, 1999).

Οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορους τύπους εδαφών φαίνεται στον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 4.1: Τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας (Καλλέργης, 1999).

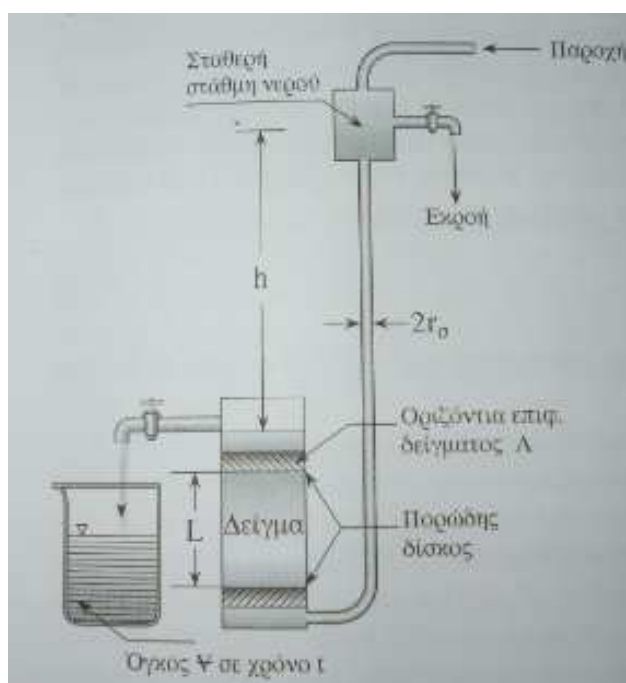
Υλικό	K(m/s)
Μεγάλα χαλίκια	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μεσαίου μεγέθους	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μικρού μεγέθους	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Χονδρόκοκκη άμμος	$5,2 \cdot 10^{-4}$
Μεσόκοκκη άμμος	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Λεπτόκοκκη άμμος	$2,9 \cdot 10^{-5}$
Ιλύς	$9,2 \cdot 10^{-7}$
Άργιλος	$2,3 \cdot 10^{-9}$

4.2 Εργαστηριακός υπολογισμός κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας

Ο προσδιορισμός της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας στο εργαστήριο, δίνει σχετικά ακριβή και επαναλήψιμα αποτελέσματα, παρόλο που χρησιμοποιούνται πολύ μικρά δείγματα εδάφους. Το μειονέκτημα όμως που παρουσιάζεται είναι ότι το δείγμα αντιπροσωπεύει ένα μικρό όγκο του εδάφους, καθώς και το ότι το νερό που χρησιμοποιείται στο εργαστήριο είναι διαφορετικό από αυτό της περιοχής από όπου λήφθηκε το δείγμα, ως προς την θερμοκρασία και άλλα χαρακτηριστικά του.

Για την εργαστηριακή μέτρηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας χρησιμοποιούνται κυρίως δύο μέθοδοι, η μέθοδος του υδατοπερατόμετρου σταθερού φορτίου και η μέθοδος του υδατοπερατόμετρου πτώσης στάθμης ή μεταβαλλόμενου πιεζομετρικού φορτίου.

Το διαπερατόμετρο σταθερού φορτίου (Σχήμα 4.2) χρησιμοποιείται για την μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κάτω από συνθήκες χαμηλών πιεζομετρικών φορτίων. Το νερό εισάγεται με ένα σωλήνα από τον πυθμένα του πορώδους μέσου και αφού περάσει από αυτό με προς τα πάνω κίνηση, συγκεντρώνεται με υπερχειλίση σε ένα ογκομετρικό δοχείο.



Σχήμα 4.3: Διαπερατόμετρο σταθερού πιεζομετρικού φορτίου (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

Από την μαθηματική διατύπωση του νόμου Darcy (σχέση 3.59) προκύπτει ότι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας δίνεται από την σχέση:

$$K = \frac{\forall L}{Ath} \quad (4.3)$$

όπου:

\forall : όγκος του νερού που εκρέει στο δοχείο συγκέντρωσης σε χρόνο t

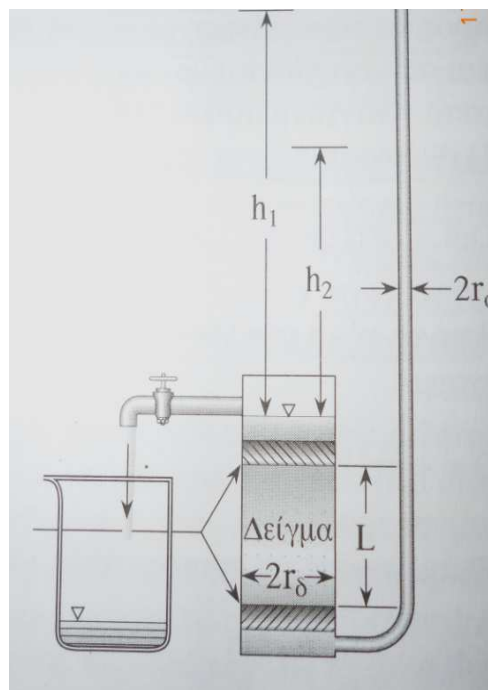
L : μήκος του δείγματος

A : διατομή δείγματος

h : σταθερό φορτίο

Οι μετρήσεις πρέπει να αρχίζουν μετά τον κορεσμό του δείγματος, οπότε θα έχουν γεμίσει όλοι οι πόροι του, που αρχικά ήταν γεμάτοι με αέρα. Ακόμα κάνοντας περισσότερες μετρήσεις σε ένα πείραμα, παίρνονται πιο σωστές τιμές του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας.

Στο διαπερατόμετρο του μεταβαλλόμενου πιεζομετρικού φορτίου, που φαίνεται στο Σχήμα 4.3 το νερό προστίθεται σε ένα υψηλό σωλήνα. Από εκεί κινείται με προς τα πάνω κίνηση μέσα από το κυλινδρικό δείγμα του πορώδους μέσου και συγκεντρώνεται με εκροή στο ειδικό ογκομετρικό δοχείο.



Σχήμα 4.4: Διαπερατόμετρο μεταβαλλόμενου πιεζομετρικού φορτίου (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

Κατά το πείραμα αυτό γίνονται μετρήσεις της πτώσης της στάθμης του νερού στο σωλήνα.

Η εξίσωση συνέχειας στο σωλήνα ισχύει με τη μορφή:

$$Qdt = -\pi r_{\sigma}^2 dh \quad (4.4)$$

ή

$$Q = -\pi r_{\sigma}^2 \frac{dh}{dt} \quad (4.5)$$

όπου $Q = \frac{\forall}{t}$ η παροχή.

Από το νόμο του Darcy όμως, για την κίνηση του νερού μέσα από το δείγμα, προκύπτει :

$$Q = +\pi r_{\delta}^2 K \frac{h}{L} \quad (4.6)$$

Από τις σχέσεις (4.5) και (4.6) προκύπτει:

$$Kdt = -\left(\frac{r_{\sigma}}{r_{\delta}}\right)^2 L \frac{dh}{h} \quad (4.7)$$

η οποία αν ολοκληρωθεί από $t = 0$ ως t , για $h = h_1$ ως h_2 δίνει:

$$K = \left(\frac{r_{\sigma}}{r_{\delta}}\right)^2 \frac{L}{t} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (4.8)$$

ή

$$K = 2,3 \left(\frac{r_{\sigma}}{r_{\delta}}\right)^2 \frac{L}{t} \log \frac{h_1}{h_2} \quad (4.9)$$

όπου τα L , r_{σ} , r_{δ} , h_1 και h_2 φαίνονται στο Σχήμα 3.8.

Τα αποτελέσματα ενός δείγματος που παίρνονται με τα διαπερατόμετρα είναι δυνατόν να μη

δίνουν την πραγματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας. Αυτό γιατί είναι αδύνατο να ληφθούν εντελώς αδιατάρακτα δείγματα, και αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την αλλαγή του πορώδους, της δομής και του προσανατολισμού των κόκκων του διαταραγμένου δείγματος, το οποίο με τη σειρά του τροποποιεί την υδραυλική αγωγιμότητα του πορώδους μέσου. Ακόμα πρέπει να προστεθεί ότι λόγω της ανομοιογένειας των υδροφορέων, δείγματα από διάφορα βάθη και θέσεις δίνουν τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας που έχουν διαφορετική τάξη μεγέθους (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

4.3 Εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης υδραυλικής αγωγιμότητας

Πολλοί ερευνητές έχουν διερευνήσει διάφορες σχέσεις για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας από τις ιδιότητες του εδάφους. Οι βασικές μεταβλητές που επηρεάζουν την υδραυλική αγωγιμότητα είναι η διάμετρος των κόκκων, η γεωμετρία των πόρων και η κατανομή τους.

Οι Childs and Collis – George (1950) διερεύνησαν μια σχέση μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και της κατανομής του μεγέθους των πόρων, με την παραδοχή ότι τα διάφορα μεγέθη των πόρων είναι τυχαία κατανεμημένα στο πορώδες μέσο. Παρόμοια τακτική ακολούθησαν και οι Marshall (1958) και Millington and Quirk (1959), που τροποποίησαν την αρχική ιδέα των Childs and Collis – George ώστε να περιληφθεί και η αλληλεπίδραση μεταξύ των πόρων. Και στις δύο περιπτώσεις η κατανομή των πόρων κατά μέγεθος προσδιορίζεται με την βοήθεια της χαρακτηριστικής καμπύλης εδαφικής υγρασίας. Η υδραυλική αγωγιμότητα υπολογίζεται διαιρώντας την χαρακτηριστική καμπύλη σε m ίσα διαστήματα που το καθένα έχει την ίδια υγρασία. Σαν ύψος πίεσης παίρνεται αυτό που αντιστοιχεί στο μέσο καθενός από τα m διαστήματα.

Οι δύο παραπάνω μέθοδοι σύμφωνα με τον Jackson (1972) μπορούν να εκφραστούν από την σχέση:

$$K(\theta_i) = \frac{30 \gamma^2 \theta_i p}{\rho g \eta n^2} \sum_{j=1}^m (2j + 1 - 2i) h_j^2 \quad (4.10)$$

όπου,

$K(\theta_i)$: υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί σε περιεχόμενη υγρασία θ_i

γ : επιφανειακή τάση του νερού

ρ : πυκνότητα νερού

η: ιξώδες του νερού

g: επιτάχυνση βαρύτητας

p: παράγοντας προσαρμογής (2 για τη μέθοδο Marshall και 3/4 για τη μέθοδο των Millington and Quirk)

n: για τη μέθοδο Marshall είναι ο αριθμός των διαστημάτων που χωρίστηκε η χαρακτηριστική καμπύλη από το μηδέν μέχρι την υγρασία που μας ενδιαφέρει και για τη μέθοδο των Millington and Quirk ο ολικός αριθμός των διαστημάτων m που χωρίστηκε η χαρακτηριστική καμπύλη.

Όταν ο παράγοντας προσαρμογής προσδιορίζεται με βάση την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, κατά τον Jackson (1972), η (4.10) γίνεται:

$$K(\theta_i) = K_s \left(\frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^p \frac{\sum_{j=1}^m (2j+1-2i)h_j^2}{\sum_{j=1}^m (2j-1)/h_j^2} \quad (4.11)$$

όπου,

K_s : κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα

θ_s : υγρασία κορεσμού

θ_i : περιεχόμενη υγρασία

p: παράγοντας προσαρμογής (0 για τη μέθοδο Marshall και 3/4 για τη μέθοδο των Millington and Quirk)

Ο Brutsaert (1967) παρουσίασε μια σχέση για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού ως συνάρτηση της κατανομής των πόρων, η οποία είναι:

$$K_s = \alpha \left(\frac{\Theta_e}{h_b} \right)^2 \frac{\lambda}{(\lambda+1)(\lambda+2)} \quad (4.12)$$

όπου,

K_s : κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα

α : σταθερά με τιμή 270

Θ_e : διαφορά υγρασίας κορεσμού και υπολειμματικής υγρασίας

h_b : πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους

λ : δείκτης κατανομής του μεγέθους των πόρων

Οι Mishra and Parker (1990) παρουσίασαν μία τροποποίηση της εξίσωσης των Kozeny and Carman χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους της χαρακτηριστικής καμπύλης του van Genuchten (1980), με βάση το πορώδες που ορίζεται μεταξύ του θ_s και θ_r υψωμένο σε σταθερό εκθέτη:

$$K_s = C (\theta_s - \theta_r)^{5/2} \alpha^2 \quad (4.13)$$

όπου:

θ_s : υγρασία κορεσμού

θ_r : υπολειμματική υγρασία

α : παράμετρος της εξίσωσης van Genuchten

C : σταθερά που είναι συνάρτηση της γεωμετρίας των πόρων, του ιξώδους, της επιφανειακής τάσης και της πυκνότητας του νερού.

Ο Guarracino (2007) παρουσίασε μια εξίσωση κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με βάση το ολικό πορώδες και την παράμετρο α της εξίσωσης του van Genuchten (1980):

$$K_s = C \theta_s \alpha^2 \quad (4.14)$$

όπου

θ_s : το ολικό πορώδες,

α : η παράμετρος του van Genuchten

C : παράμετρος προσαρμογής.

4.4 Εξισώσεις συνάρτησης ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας

Αρκετοί ερευνητές έχουν προτείνει εμπειρικές σχέσεις που εκφράζουν την υδραυλική αγωγιμότητα ως συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας ή του ύψους πίεσης.

Ο Gardner (1956) παρουσίασε τις παρακάτω σχέσεις που συνδέουν την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα με το ύψος πίεσης:

$$K(h) = \alpha \exp(-bh) \quad (4.15)$$

και

$$K(h) = \frac{K_s}{1 + \left(\frac{h}{h_d}\right)^n} \quad (4.16)$$

όπου,

α: παράμετρος που σχετίζεται με την πίεση εισόδου του αέρα

n: παράμετρος που σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων.

Οι Brooks and Corey (1964) παρουσίασαν την παρακάτω εξίσωση της συνάρτησης της υδραυλικής αγωγιμότητας :

$$K(\Theta) = K_s \Theta^{(2+3\lambda)/\lambda} \quad (4.17)$$

Μια άλλη έκφραση της σχέσης των Brooks and Corey είναι η εξής:

$$K(h) = \frac{K_s}{\left(\frac{h_b}{h}\right)^{2+3\lambda}} \quad \text{για } h \geq h_b \quad (4.18)$$

και

$$K(h) = K_s \quad \text{για } h < h_b \quad (4.19)$$

όπου,

K_s : υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό

Θ : αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού

h : ύψος πίεσης εδαφικής υγρασίας

h_b : πίεση εισόδου του αέρα στους εδαφικούς πόρους

λ : δείκτης κατανομής του μεγέθους των πόρων

Οι Davidson et al. (1969) πρότειναν για την εκτίμηση της $K(\theta)$ την εμπειρική εξίσωση:

$$K(\theta) = K_s \exp [a(\theta - \theta_s)] \quad (4.20)$$

όπου a παράμετρος προσαρμογής

Ο Campbell (1974) πρότεινε μια εμπειρική εξίσωση που συνδέει την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα με την περιεχόμενη υγρασία:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^n \quad (4.21)$$

όπου n παράμετρος προσαρμογής

Οι Gillham et al. (1976) παρουσίασαν την σχέση :

$$K(\theta) = K_s \theta^c \quad (4.22)$$

όπου c είναι παράμετρος με τιμές από 4,7 μέχρι 6,25 και μέση τιμή 5,509.

Οι Haverkamp et al. (1977) παρουσίασαν μια εμπειρική εξίσωση που συνδέει την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα με το ύψος πίεσης:

$$K(h) = \frac{K_s}{1 + \left(\frac{h}{a} \right)^n} \quad (4.23)$$

όπου a και n παράμετροι προσαρμογής.

Ο van Genuchten (1980) χρησιμοποιώντας τα μοντέλα πρόβλεψης για τον υπολογισμό της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας K_r , που είχαν προτείνει οι Burdine (1953) και Mualem (1976α) παρουσίασε ημιεμπειρικές εξισώσεις για την εκτίμηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας.

Η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα K_r δίνεται από την σχέση:

$$K_r = \frac{K}{K_s} \quad (4.24)$$

όπου,

K : ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα

K_s : υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού

Ο Burdine (1953) πρότεινε για τον υπολογισμό της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας K_r την παρακάτω ολοκληρωματική συνάρτηση:

$$K_r = \Theta^2 \left[\frac{\int_0^\theta \frac{1}{h^2(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{h^2(x)} dx} \right]^2 \quad (4.25)$$

Αντίστοιχα ο Mualem (1976) πρότεινε την εξής ολοκληρωματική συνάρτηση:

$$K_r = \Theta^{\frac{1}{2}} \left[\frac{\int_0^\theta \frac{1}{h(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{h(x)} dx} \right]^2 \quad (4.26)$$

όπου,

Θ : αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού

h : ύψος πίεση

x : βοηθητική μεταβλητή

Ο van Genuchten (1980) συνδυάζοντας τις σχέσεις (4.25) και (4.26) και την εξίσωση της χαρακτηριστικής καμπύλης που πρότεινε ο ίδιος, δηλαδή την σχέση (3.37α) διερεύνησε μια κλειστού τύπου αναλυτική εξίσωση για την καμπύλη της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Λύνοντας την εξίσωση (3.37α) για $h = h(\Theta)$ προκύπτει:

$$h = (1/\alpha) (\Theta^{-1/m} - 1)^{1/n} \quad (4.27)$$

Η εξίσωση (4.27) αντικαθίσταται στην εξίσωση (4.26) και δίνει:

$$K_r(\Theta) = \Theta^{\frac{1}{2}} \left[\frac{f(\Theta)}{f(1)} \right]^2 \quad (4.28)$$

όπου $f(\Theta)$:

$$f(\Theta) = \int_0^\Theta \left[\frac{x^{\frac{1}{m}}}{1 - x^{\frac{1}{m}}} \right]^{\frac{1}{n}} dx \quad (4.29)$$

Ορίζοντας μια νέα μεταβλητή $x = y^m$ στην εξίσωση (4.29) προκύπτει:

$$f(\Theta) = m \int_0^{\Theta^{\frac{1}{m}}} y^{m-1+\frac{1}{n}} (1 - y)^{-\frac{1}{n}} dy \quad (4.30)$$

Η εξίσωση (4.30) αντιπροσωπεύει μια ιδιαίτερης μορφής ατελούς συνάρτησης και δεν έχει αναλυτική λύση. Ωστόσο για ακέραιες τιμές του $m-1+1/n$ η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει χωρίς δυσκολίες.

Στην περίπτωση που $m-1+1/n=0$ (δηλαδή $m=1-1/n$) το ολοκλήρωμα της εξίσωσης (4.30) δίνεται:

$$f(\Theta) = 1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^m \quad (m=1-1/n) \quad (4.31)$$

και επειδή $f(1) = 1$ η εξίσωση (4.28) γίνεται:

$$K_r(\Theta) = \Theta^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2 \quad (m=1-1/n, 0 \leq m \leq 1) \quad (4.32)$$

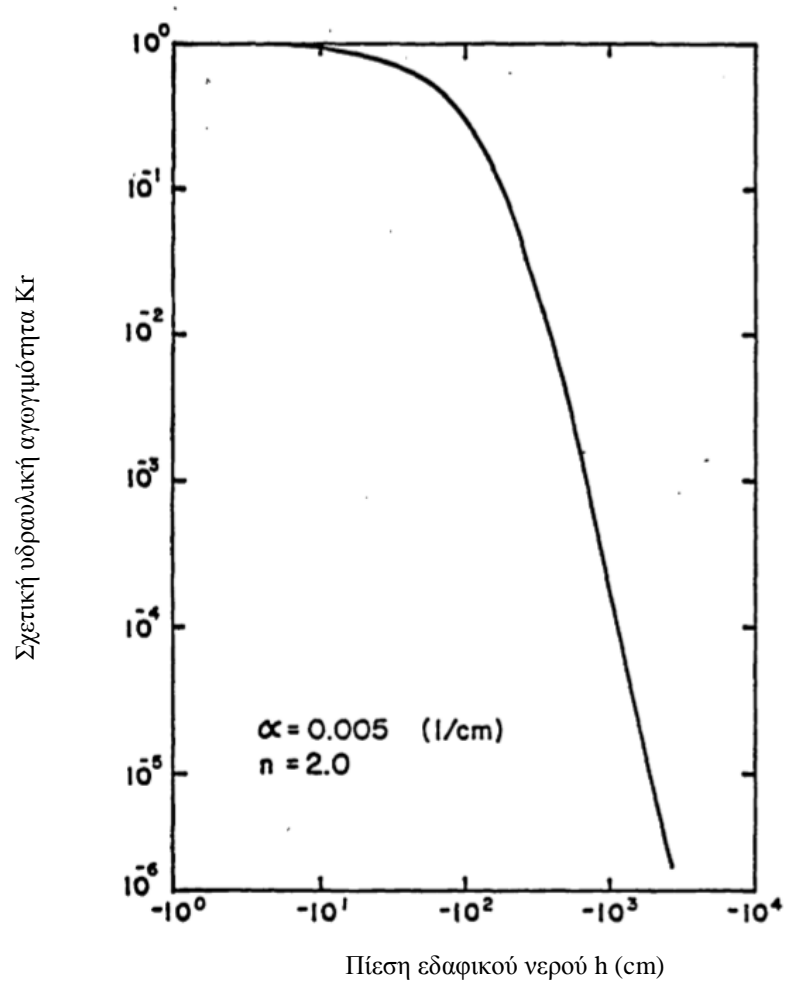
ή

$$K(\theta) = K_s \Theta^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2 \quad (m=1-1/n, 0 \leq m \leq 1) \quad (4.33)$$

Από τις εξισώσεις (3.37α) και (3.60) η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει του ύψους πίεσης:

$$K_r(h) = \frac{\left\{1 - (ah)^{n-1} \left[1 + (ah)^n\right]^m\right\}^2}{\left[1 + (ah)^n\right]^{\frac{m}{2}}} \quad (m=1-1/n) \quad (4.34)$$

Η εξίσωση (4.34) απεικονίζεται γραφικά στο Σχήμα 4.4, χρησιμοποιώντας τις ίδιες τιμές a, n και m με αυτές του Σχήματος 3.5.



Σχήμα 4.5: Γραφική απεικόνιση της $K_r(h)$ (van Genuchten, 1980).

Από τις σχέσεις (3.58) και (4.33) προκύπτει για τον συντελεστή διάχυσης του εδαφικού νερού η παρακάτω σχέση:

$$D(\theta) = \frac{(1-m)K_s}{am(\theta_s - \theta_r)} \Theta^{\frac{1}{2} - \frac{1}{m}} \left[\left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^{-m} + \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^m - 2 \right] \quad (4.35)$$

Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν και από την ανάλυση της εξίσωσης (4.25) του Burdine. Για $h = h(\Theta)$ προκύπτει:

$$K_r(\Theta) = \Theta^2 \frac{f(\Theta)}{f(1)} \quad (4.36)$$

όπου $f(\Theta)$:

$$f(\Theta) = \int_0^\Theta \left[\frac{x^{\frac{1}{m}}}{1 - x^{\frac{1}{m}}} \right]^{\frac{2}{n}} dx \quad (4.37)$$

Αντικαθιστώντας $x = y^m$ στην εξίσωση (4.37) προκύπτει:

$$f(\Theta) = m \int_0^{\Theta^{\frac{1}{m}}} y^{m-1+\frac{2}{n}} (1-y)^{-\frac{2}{n}} dy \quad (4.38)$$

Για ακέραιες τιμές του $m-1+\frac{2}{n}$ της εξίσωσης (4.38) η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει χωρίς δυσκολίες. Στην περίπτωση που $m-1+\frac{2}{n}=0$ (δηλαδή $m=1-\frac{2}{n}$) η ολοκλήρωση της εξίσωσης (4.38) δίνει:

$$f(\Theta) = 1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \quad (4.39)$$

Η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα γίνεται:

$$K_r(\Theta) = \Theta^2 \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (m=1-\frac{2}{n}, 0 < m < 1, n > 2) \quad (4.40)$$

Η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει του ύψους πίεσης είναι:

$$K_r(h) = \frac{1 - (ah)^{n-2} [1 + (ah)^n]^m}{[1 + (ah)^n]^{2m}} \quad (4.41)$$

και ο συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού δίνεται από την σχέση:

$$D(\theta) = \frac{(1-m)K_s}{2am(\theta_s - \theta_r)} \Theta^{\left(3-\frac{1}{m}\right)/2} \left[\left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^{-(m+1)/2} - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right)^{(m-1)/2} \right] \quad (4.42)$$

Ο van Genuchten μετά από μια σειρά δοκιμών διαπίστωσε ότι η εξίσωση (4.32) παρήγαγε αποτελέσματα που ήταν, στις περισσότερες περιπτώσεις, σε καλύτερη συμφωνία με τα πειραματικά δεδομένα από ότι η εξίσωση (4.40).

Ο Russo (1988) χρησιμοποιώντας την σχέση που πρότεινε ο Gardner (1958) παρουσίασε το παρακάτω μοντέλο για την εκτίμηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας:

$$K(h) = K_s e^{-ah} \quad (4.43)$$

όπου α συντελεστής που σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους των πόρων.

Οι Tzimopoulos and Sakellariou-Makrantonaki (1996) παρουσίασαν ένα νέο αναλυτικό μοντέλο για την πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας ακόρεστων εδαφών. Η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα δίνεται από την σχέση:

$$K_r = F(\Theta, b) \Theta^{\frac{2}{b} + 2.5} (1 - \Theta)^{2 - \frac{2}{b}} \quad (4.44)$$

όπου F(Θ,b) είναι ένας συντελεστής που εξαρτάται από τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού (Θ) και από μια παράμετρο προσαρμογής (b).

Ο Kosugi (1999) παρουσίασε εκφράσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας K σε σχέση με την αδιάστατη περιεκτικότητα της υγρασίας Θ και την μύζηση Ψ :

$$K(\Theta) = K_s \Theta^\alpha Q [Q^{-1} \Theta + \beta \sigma] \quad (4.45)$$

$$K(\Psi) = K_s Q^\alpha \left[\frac{1}{\sigma} \ln \left(\frac{\Psi}{\Psi_m} \right) \right] Q \left[\frac{1}{\sigma} \left(\frac{\Psi}{\Psi_m} \right) + \beta \sigma \right] \quad (4.46)$$

όπου,

Q : συμπληρωματική συνάρτηση κανονικής κατανομής

Ψ_m : η μύζηση που σχετίζεται με την μέση ακτίνα των πόρων

α , β και σ : αδιάστατοι παράμετροι

Εκτός από τις παραπάνω, υπάρχουν αρκετές ακόμη προσπάθειες υπολογισμού της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με την χρήση μοντέλων πρόβλεψης (Sakellariou-Makrantonaki et al., 1987 ;Τζιμόπουλος κ.α., 1992).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1 Εισαγωγή

Η μέτρηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας πειραματικά είναι μια διαδικασία που απαιτεί πολύ χρόνο ενώ ταυτόχρονα είναι πολύ δύσκολη (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη κ. α., 1994).

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής μια εναλλακτική λύση των άμεσων μετρήσεων είναι η χρήση θεωρητικών μεθόδων, με τις οποίες εκτιμάται η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από πιο εύκολα μετρούμενες ιδιότητες του εδάφους, όπως η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους, η δομή και η πυκνότητά του.

Η καμπύλη της υδραυλικής αγωγιμότητας μπορεί να εκφρασθεί ως προς το ύψος πίεσης (h), ως προς την υγρασία (θ) ή ως προς τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού (Se).

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν τρία μοντέλα τα οποία προσομοιώνουν την υδραυλική αγωγιμότητα κάτω από ακόρεστες συνθήκες. Τα μοντέλα αυτά εφαρμόστηκαν στα αποτελέσματα τα οποία ελήφθησαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και αφορούσαν στην υδραυλική αγωγιμότητα $K(\theta)$ τεσσάρων δειγμάτων εδάφους.

5.2 Μεθοδολογία

Η μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού έγινε με την μέθοδο του σταθερού φορτίου και τα αποτελέσματα που ελήφθησαν για τα τέσσερα εδάφη εμφανίζονται στο παρακάτω πίνακα 5.1.

Πίνακας 5.1: Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού των τεσσάρων εδαφών

Έδαφος	K_s (cm/h)
1 ^ο έδαφος (αμμώδες)	142
2 ^ο έδαφος (αμμώδες)	72
3 ^ο έδαφος (αμμώδες)	93
4 ^ο έδαφος (αμμώδες)	58

Στους πίνακες 5.2–5.5 δίνονται οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας για το κάθε έδαφος, οι οποίες ελήφθησαν από το Εργαστήριο.

Πίνακας 5.2: Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 1^{ου} εδάφους

Υγρασία (cm³/cm³)	Υδραυλική Αγωγιμότητα (cm/h)
0,223	5,94
0,236	11,4
0,247	15,9
0,255	38,2
0,259	142

Πίνακας 5.3: Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 2^{ου} εδάφους

Υγρασία (cm³/cm³)	Υδραυλική Αγωγιμότητα (cm/h)
0,188	5,3
0,21	10,83
0,224	19,1
0,226	30,8
0,236	40,3
0,241	48,8
0,245	62,6
0,259	72

Πίνακας 5.4: Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 3^{ου} εδάφους

Υγρασία (cm³/cm³)	Υδραυλική Αγωγιμότητα (cm/h)
0,224	5,94
0,236	11,25
0,254	38,22
0,265	93

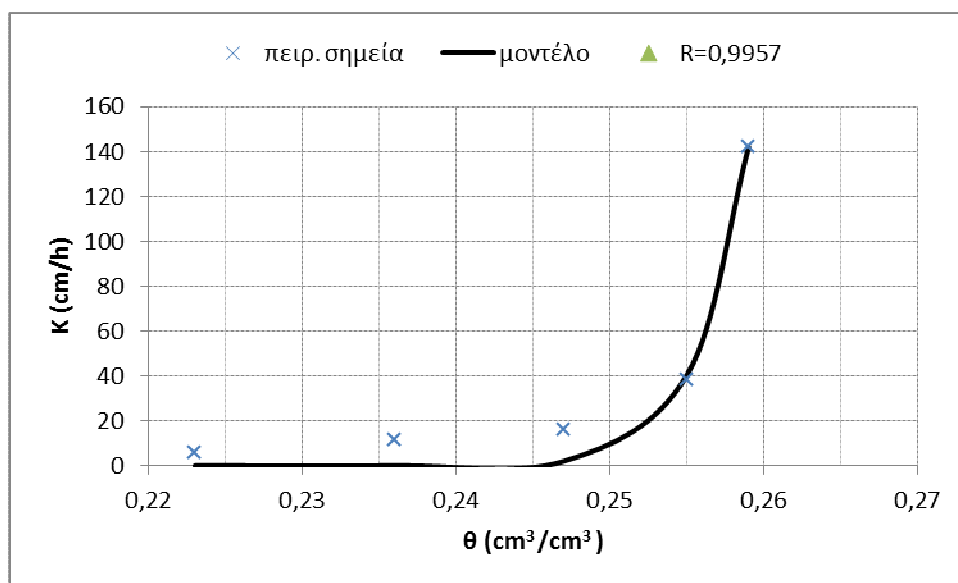
Πίνακας 5.5: Πειραματικές τιμές υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας 4^{ου} εδάφους

Υγρασία (cm³/cm³)	Υδραυλική Αγωγιμότητα (cm/h)
0,252	9,55
0,259	12,7
0,263	17,2
0,267	25,47
0,269	58

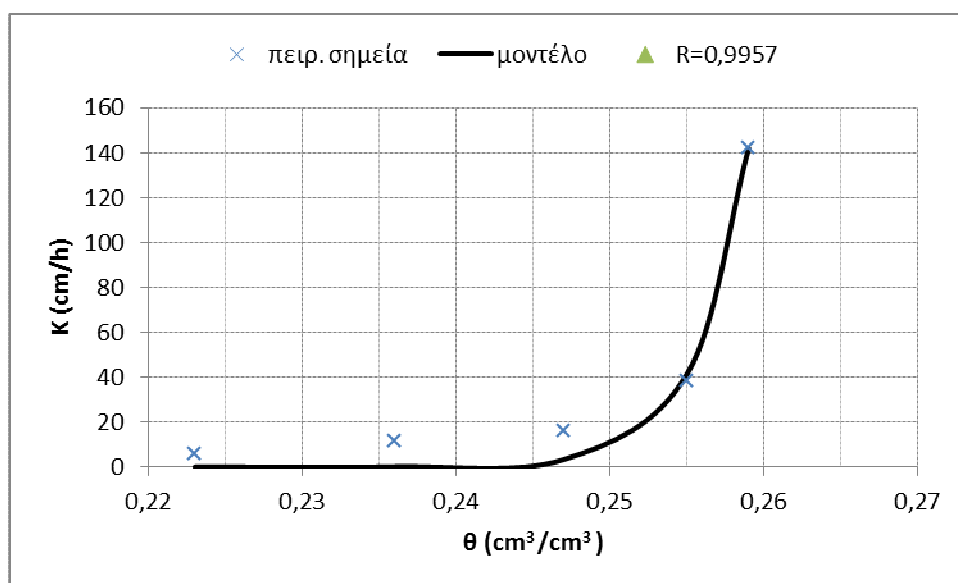
Τα μοντέλα πρόβλεψης της $K(\theta)$ που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας είναι των Brooks and Corey (1964), Campbell (1974) και van Genuchten (1980) και οι αντίστοιχες εξισώσεις που εκφράζουν την υδραυλική αγωγιμότητα ως συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας είναι οι (4.17), (4.21) και (4.33).

5.3 Αποτελέσματα - Συζήτηση

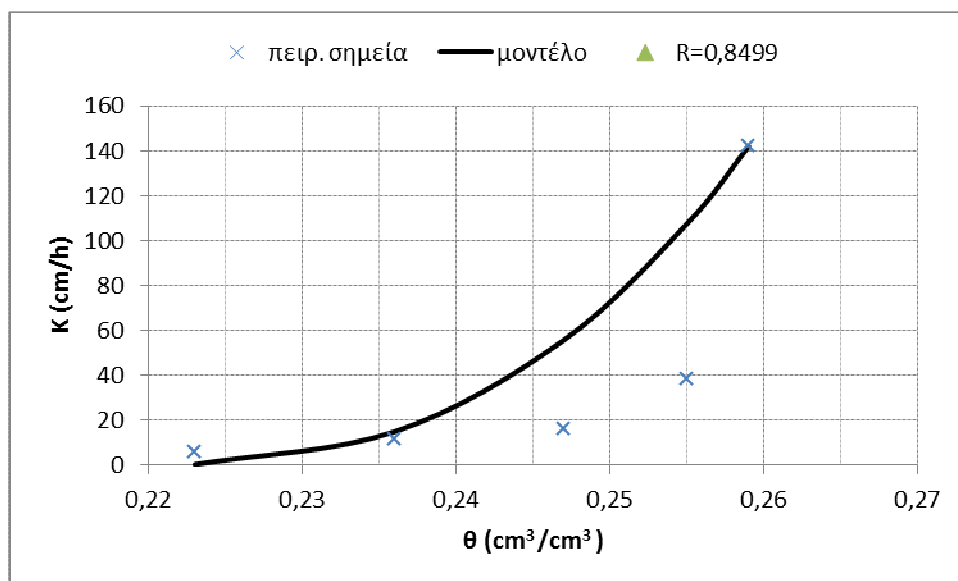
Με βάση τις εξισώσεις (4.17), (4.21) και (4.33) υπολογίστηκε και σχεδιάστηκε η καμπύλη $K(\theta)$ για το 1^ο έδαφος (Σχήματα 5.1-5.3).



Σχήμα 5.1: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey)



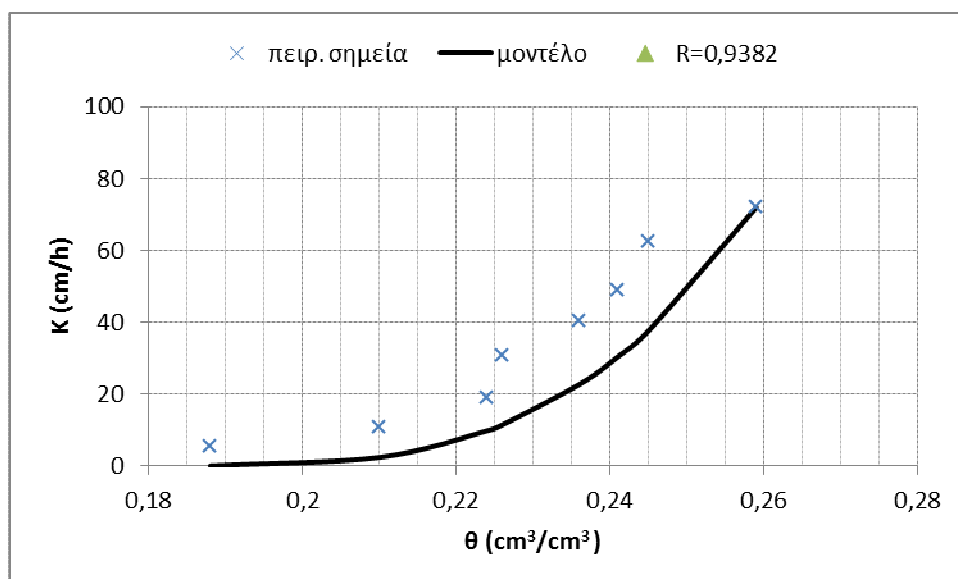
Σχήμα 5.2: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell)



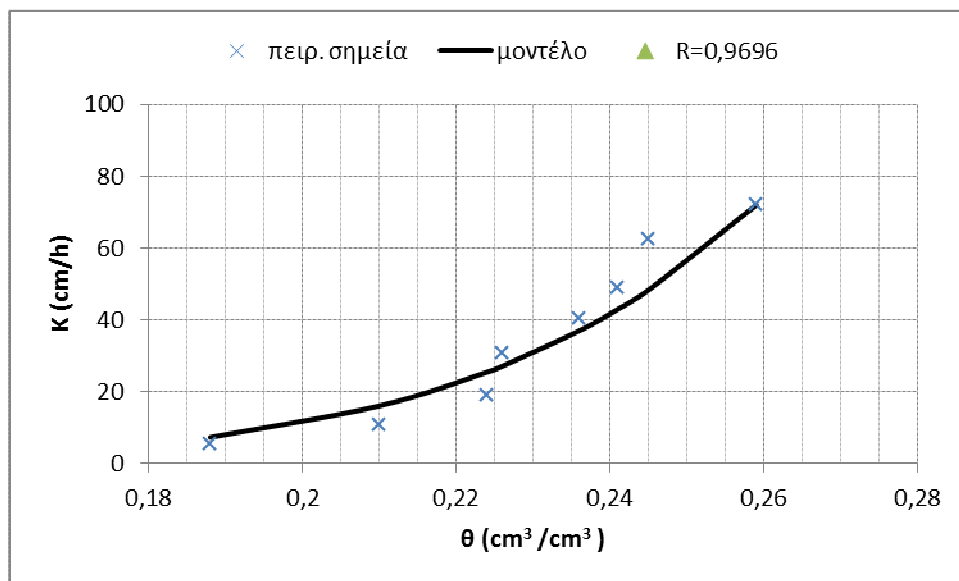
Σχήμα 5.3: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 1^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten)

Από τα παραπάνω Σχήματα 5.1-5.3 διαπιστώνουμε ότι για το 1^ο έδαφος τα μοντέλα των Brooks and Corey και Campbell έχουν μια πολύ καλή προσέγγιση με τα πειραματικά σημεία. Το μοντέλο van Genuchten ενώ αρχικά προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία στην συνέχεια παρουσιάζει σημαντική απόκλιση.

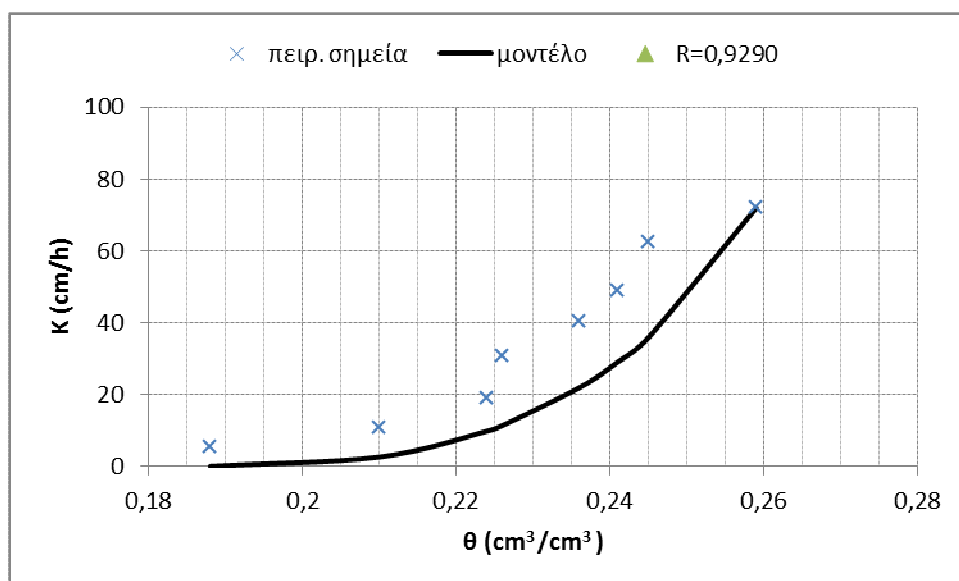
Για το 2^ο έδαφος η καμπύλη $K(\theta)$ που προέκυψε από τις εξισώσεις (4.17), (4.21) και (4.33) εμφανίζονται στα Σχήματα 5.4-5.6.



Σχήμα 5.4: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey)



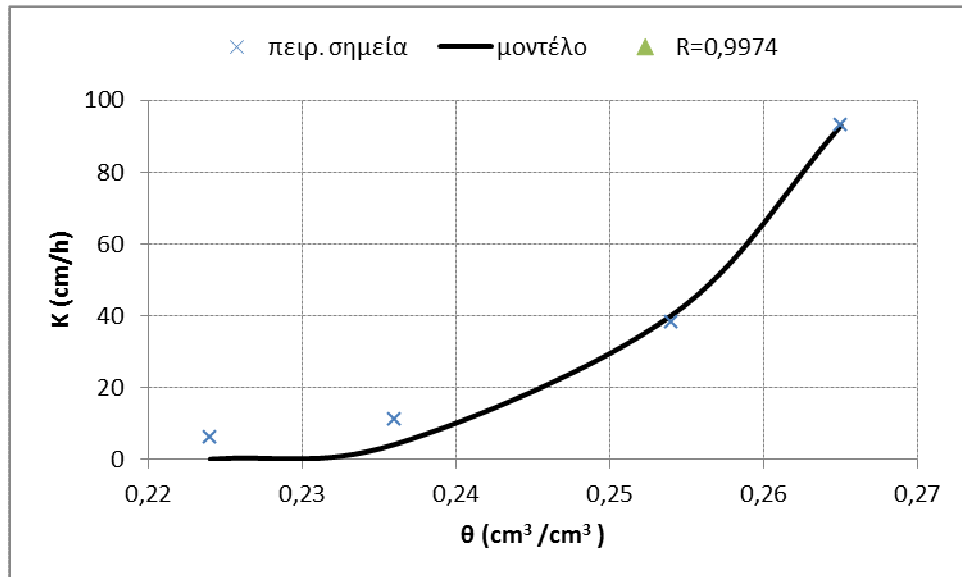
Σχήμα 5.5: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell)



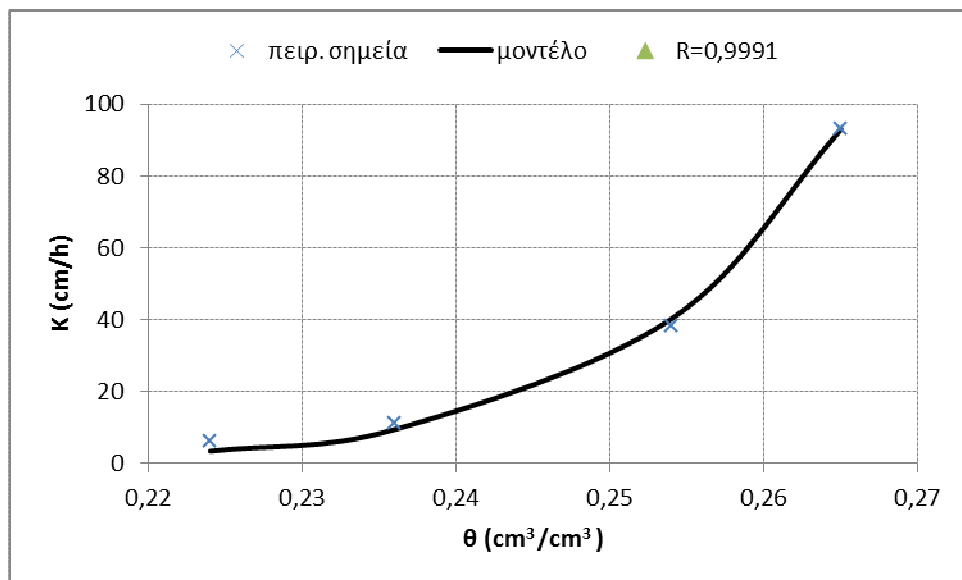
Σχήμα 5.6: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 2^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten)

Από τα παραπάνω Σχήματα 5.4-5.6 διαπιστώνουμε ότι για το 2^ο έδαφος το μοντέλο του Campbell προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία. Αντίθετα τα μοντέλα των Brooks and Corey και van Genuchten εμφανίζουν απόκλιση από τα πειραματικά σημεία.

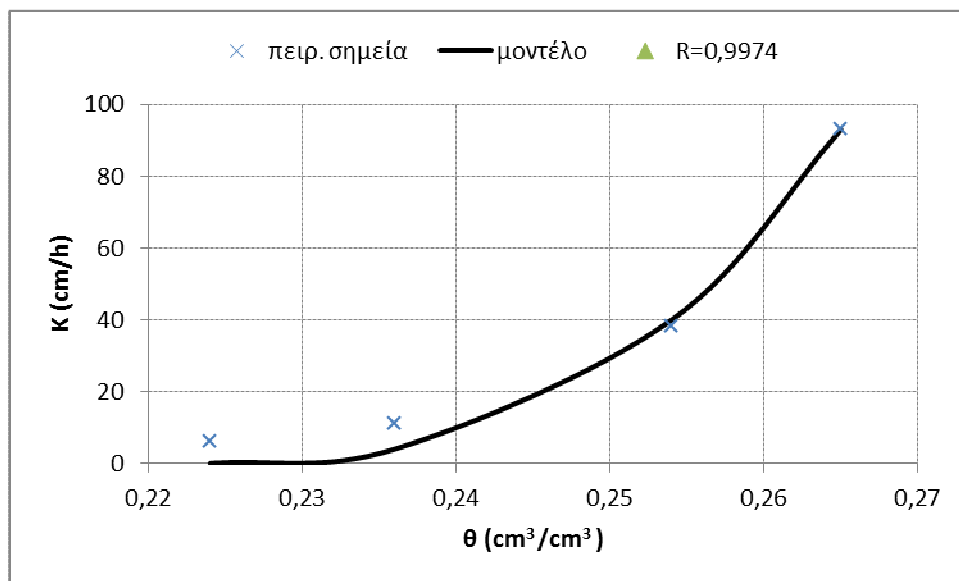
Για το 3^ο έδαφος η καμπύλη $K(\theta)$ που προέκυψε από τις εξισώσεις (4.17), (4.21) και (4.33) εμφανίζονται στα Σχήματα 5.7-5.9.



Σχήμα 5.7: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey)



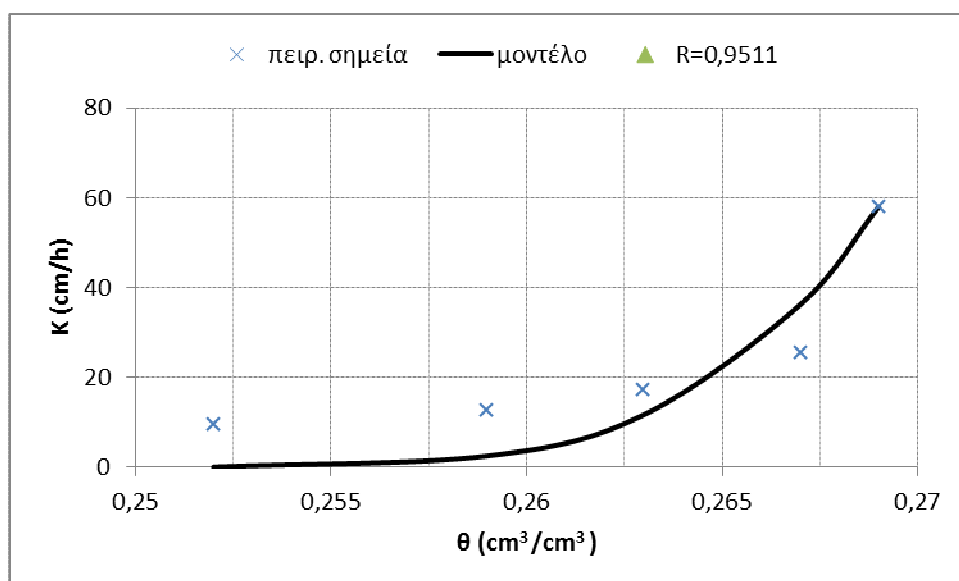
Σχήμα 5.8: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell)



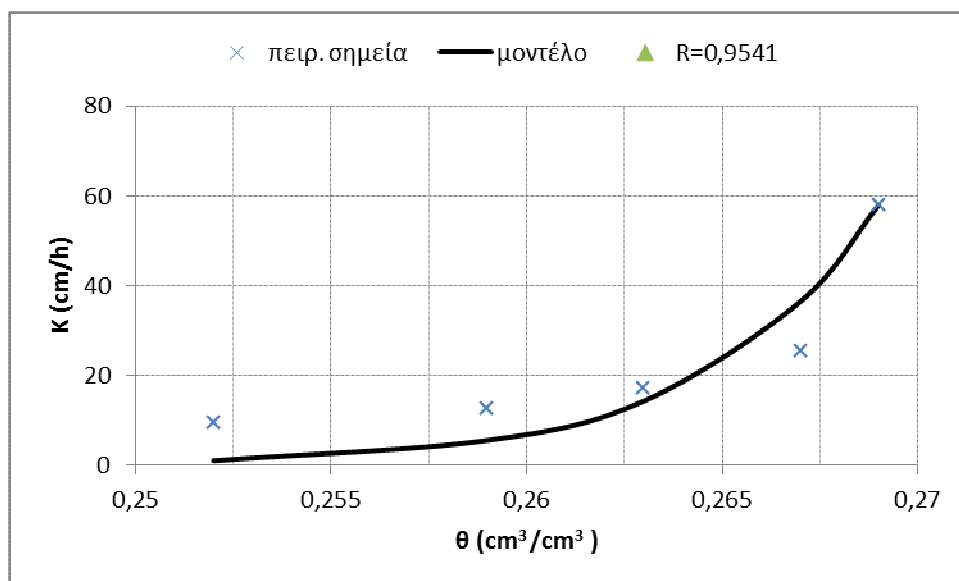
Σχήμα 5.9: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 3^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten)

Στο 3^ο έδαφος, όπως φαίνεται στα Σχήματα 5.7-5.9 όλα τα μοντέλα προσεγγίζουν πολύ καλά τα πειραματικά σημεία.

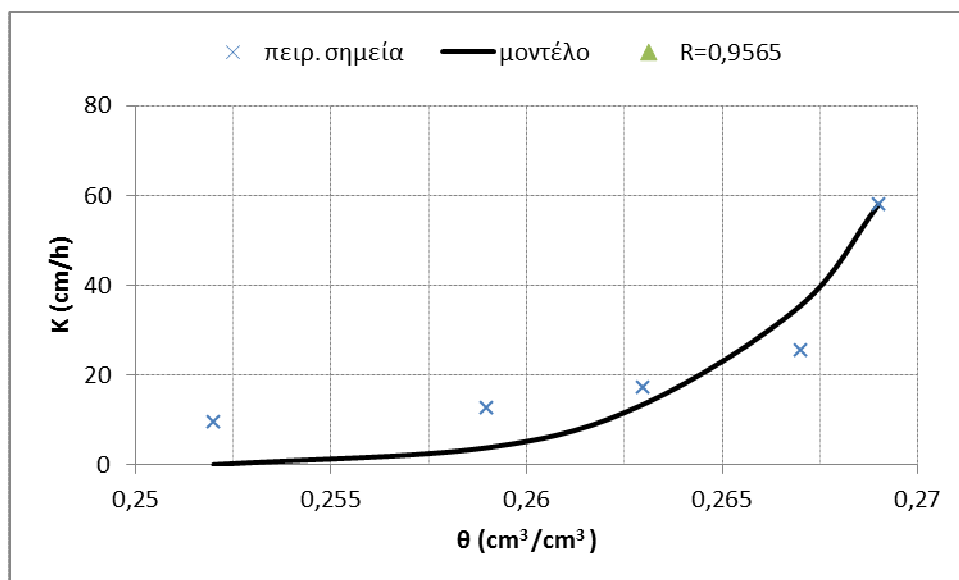
Με βάση τις εξισώσεις (4.17), (4.21) και (4.33) υπολογίστηκε και σχεδιάστηκε η καμπύλη $K(\theta)$ για το 4^ο έδαφος (Σχήματα 5.10-5.12).



Σχήμα 5.10: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4^ο έδαφος (Μοντέλο Brooks and Corey)



Σχήμα 5.11: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4^ο έδαφος (Μοντέλο Campbell)



Σχήμα 5.12: Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το 4^ο έδαφος (Μοντέλο van Genuchten)

Από τα παραπάνω Σχήματα 5.10-5.12 διαπιστώνουμε ότι για το 4^ο έδαφος και τα τρία μοντέλα προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.

Στον παρακάτω Πίνακα 5.6 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά οι συντελεστές συσχέτισης R των τριών μοντέλων.

Πίνακας 5.6: Συντελεστές συσχέτισης των τριών μοντέλων

Συντελεστής Συσχέτισης R	Μοντέλο Brooks and Corey	Μοντέλο Campbell	Μοντέλο van Genuchten
1ο έδαφος	0,9957	0,9957	0,8499
2ο έδαφος	0,9382	0,9696	0,9290
3ο έδαφος	0,9974	0,9991	0,9974
4ο έδαφος	0,9511	0,9541	0,9565

ΣΥΝΟΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η υδραυλική αγωγιμότητα $K(\theta)$ του εδάφους, δηλαδή η ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό μέσα στο έδαφος, είναι μια πολύ σημαντική υδροδυναμική παράμετρος και ένα απαραίτητο εργαλείο για την μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος κατά την διάρκεια της διήθησης, δηλαδή της άρδευσης.

Η μεγάλη πλειοψηφία των μετρήσεων της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$ που αναφέρονται στη βιβλιογραφία έχουν γίνει σε δείγματα εδάφους στο εργαστήριο, ενώ αντίθετα οι μετρήσεις στο αγρό είναι ελάχιστες. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στο εργαστήριο η μέτρηση της υγρασίας μπορεί να γίνει με ακρίβεια, ενώ στον αγρό παρουσιάζονται δυσκολίες κατά την μέτρηση του πλήθους των παραγόντων που απαιτούνται, καθώς και της μεταβλητότητας των εδαφών (Παπαζαφειρίου, 1999).

Όμως τόσο οι εργαστηριακές όσο και οι υπαίθριες μέθοδοι προσδιορισμού της $K(\theta)$ είναι πολύ χρονοβόρες και δύσκολες. Όλοι οι ερευνητές που εκπονούν πειραματικές εργασίες, είναι γνωστό ότι αντιμετωπίζουν προβλήματα τα οποία προκύπτουν κατά τη διάρκεια της διεξαγωγής τους. Πολλές φορές επιβάλλεται η επανάληψή τους, με αποτέλεσμα να απαιτείται περισσότερος χρόνος από εκείνον που είχε αρχικά προγραμματιστεί.

Για την αποφυγή των ανωτέρω δυσκολιών, έχουν γίνει προσπάθειες έμμεσου υπολογισμού της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με την χρήση μοντέλων πρόβλεψης της $K(\theta)$.

Τα μοντέλα πρόβλεψης, μπορεί να μην προσεγγίζουν απόλυτα το φυσικό φαινόμενο, όμως διευκολύνουν τόσο στην προσέγγιση του φαινομένου της διήθησης και στράγγισης του νερού στο έδαφος, όσο και στην εξοικονόμηση πολύτιμου χρόνου υπολογισμού της $K(\theta)$.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν τρία μοντέλα πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$, 1) των Brooks and Corey, 2) του Campbell και 3) του van Genuchten.

Τα μοντέλα αυτά προσαρμόστηκαν στα πειραματικά αποτελέσματα $K(\theta)$ τεσσάρων δειγμάτων εδάφους, τα οποία ελήφθησαν από πειράματα που έγιναν στο εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, στα πλαίσια διατριβής δύο μεταπτυχιακών φοιτητριών.

Από την προσομοίωση προέκυψε ότι το μοντέλο του Campbell προσεγγίζει πολύ καλά τα πειραματικά σημεία και των τεσσάρων υπό μελέτη εδαφών, με πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης. Επίσης και το μοντέλο των Brooks and Corey προσεγγίζει πολύ καλά τα

πειραματικά σημεία, με μικρή διαφορά συντελεστή συσχέτισης ως προς το μοντέλο του Campbell στο 2^ο έδαφος. Το μοντέλο του van Genuchten έχει πολύ καλούς συντελεστές συσχέτισης, απλά είναι μικρότεροι σε σχέση με τα άλλα μοντέλα σε τρία εδάφη.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Basile, A., Ciollaro, G. and Coppola, A. (2003). *Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties*. Water Resources Research, Vol. 39, pp. 1301- 1312.
- Biswass T.D., Nielsen, D.R. and Biggar, J. W. (1966). *Redistribution of soil water infiltration*. Water Resources Research. 2: 513-524.
- Brooks, R.H. and Corey, A.T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper No. 3, Colorado State University, Ft. Collins.
- Brutsaert, W. (1966). *Probability laws for pore size distributions*. Soil Science, 101: 85-92.
- Brutsaert, W. (1967). *Some methods of calculating unsaturated permeability*. Transactions of ASAE, 10: 400– 404.
- Bumb, A.C. (1987). *Unsteady state flow of methane and water in coalbeds*. PhD Diss., University of Wyoming, Laramie.
- Burdine, N.T. (1953). *Relative permeability calculation from pore size distribution data*. Trans. AIME 198: 71-78.
- Campbell, G.S. (1974). *A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data*. Soil Science, 117: 311-314.
- Campbell, G.S. and Shiozawa, S. (1992). *Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data*. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic properties of Unsaturated Soils. University of California, Riverside, pp. 317–328.
- Carrick, S., Almond, P., Buchan, G. and Smith, N. (2010). *In situ characterization of hydraulic conductivities of individual soil profile layers during infiltration over long time periods*. European Journal of Soil Science, Vol. 61, pp. 1056–1069.
- Childs, E.C. and Collis – George, N. (1950). *The permeability of porous materials*. Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A 201:392–405.
- Childs, E.C. (1969). *An introduction to the physical basis of soil water phenomena*. John Willey & Sons, New York, 493 pp.
- Dane J.H. and Wierenga, P.J. (1975). *Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in layered soil*. Journal of Hydrology, 25, 229-242.

- Davidson, J.M., Stone, L.R., Nielsen, D.R. and Larue, M.E. (1969). *Field measurement and use of soil-water properties*. Water Resources Research, 5: 1312-1321.
- Enderby, A.J. (1955). *The domain model of hysteresis*. Transactions of the Faraday Society, 51, 835-848.
- Everett, D.H. and Whitton, W.I (1952). *A general approach to hysteresis 1*. Transactions of the Faraday Society, vol. 48:749–757.
- Everett, D.H. and Smith, F.W. (1954a). *A general approach to hysteresis 2*. Transactions of the Faraday Society, vol. 50:187–197.
- Everett, D.H. (1954b). *A general approach to hysteresis 3*. Transactions of the Faraday Society, vol. 50:1077–1096.
- Everett, D.H. (1955). *A general approach to hysteresis 4*. Transactions of the Faraday Society, vol. 51:1551–1557.
- Fayer, M.J. and Simmons, C.S. (1995). *Modified soil water retention functions for all matric suctions*. Water Resources Research, 31:1233–1238.
- Feng, M. and Fredlund, D.G. (1999). *Hysteretic influence associated with thermal conductivity sensor measurements*. In Proceedings of the 52nd Canadian Geotechnical Conference, Regina, Sask., 25–27 Oct. 1999. BiTech Publishers Ltd., Richmond, B.C. pp. 651–657.
- Fredlund, D.G., Sheng, D. and Zhao, J. (2011). *Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve*. Canadian Geotechnical Journal, 48: 186-198.
- Fredlund, D.G. and Xing, A. (1994). *Equations for the soil-water characteristic curve*. Canadian Geotechnical Journal 31, 521-532.
- Gardner, W. (1956). *Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soils*. Highway Research Board Special Report 40 International Symposium on Physico-Chemical Phenomenon in Soils, Washington D.C. pp. 78–87.
- Gardner W.R., Hillen, D. and Benyamini, Y. (1970). *Post-irrigation movement of soil water*. Redistribution. Water Resources Research, 6: 851-861.
- Gillham, R.W., Klute, A. and Heerman, D.F. (1976). *Hydraulic properties of a porous medium: measurement and empirical representation*. Soil Science Society America Journal, 40, 203-207.
- Gregson, K., Hector, D.J. and McCowan, M. (1987). *A one-parameter model for the soil water characteristic*. Journal of Soil Science, 38, 483-486.

- Guarracino, L. (2007). *Estimation of saturated hydraulic conductivity K_s from the van Genuchten shape parameter a* . Water Resources Research, 43: w11502, 1-4.
- Guber, A.K., Pachepsky, Y.A., van Genuchten, M.Th., Rawls, W.J, Šimůnek, J., Jacques, D., Nicholson, T.J. and Cady, R. E. (2006). *Field-scale water flow simulations using ensembles of Pedotransfer functions for soil water retention*. Vadose Zone J., 5, 234–247.
- Hanks, R.J., Klute, A. and Bresler, E. (1969). *A numerical method for estimating infiltration redistribution, drainage and evaporation of water from soil*. Water Resources Research, 13: 992-998.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P. & Vachaud, G. (1977). *Comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration*, Soil Science, 41, 285–294.
- Hillel, D. (1977). *Computer Simulation of Soil-Water dynamics*. International Development Research Centre, Ottawa, Canada.
- Jackson, R.D. (1972). *On the calculation of hydraulic conductivity*. Proceedings of the Soil Science Society of America. 36:372–380.
- Jaynes, D.B. (1984). *Comparison of soil-water hysteresis models*. Journal of Hydrology, 75, 287-299.
- Karube, D. and Kawai, K. (2001). *The role of pore water in the mechanical behavior of unsaturated soils*. Geotechnical and Geological Engineering, Special Issue on Unsaturated Soils, 19, 211-241.
- Kawai, K., Karube, D. and Kato, S. (2000). *The model of water retention curve considering effects of void ratio*. In Proceedings of Asian Conference on Unsaturated Soils, Singapore. Edited by H. Rahardjo, DG Toll and EC Leong. A.A. Balkema, Rotterdam. The Netherlands, pp. 329-334.
- Kosugi, K. (1996). *Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties*. Water Resources Research, 30, 891–901.
- Laliberte, G.E. (1969). *A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data*. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology 14, 131-149.
- Marshall, T.J. (1958). *A relation between permeability and size distribution of pores*. Journal of Soil Science, 9:1-8.
- McKee, C.R., and Bumb, A.C. (1984). *The importance of unsaturated flow parameters in designing a monitoring system for hazardous wastes and environmental*

- emergencies*. Proceeding Conference Materials Control Institute National Conference, Houston, TX, March 1984. pp. 50-58.
- Mertens, J., Stenger, R. and Barkle, G.F. (2006). *Multiobjective inverse modeling for soil parameter estimation and model verification*. Vadose Zone J. 5:917– 933.
 - Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1959). *Permeability of porous media*. Nature 183: 387-388.
 - Mishra, S. Parker, J.C. (1990). *On the relation between saturated conductivity and capillary retention characteristics*. Ground Water, 28(5): 775-777.
 - Morel-Seytoux, H.J. and Nimmo, J.R. (1999). *Soil water retention and maximum capillary drive from saturation to oven dryness*. Water Resources Research. 35:2031– 2041.
 - Mualem, Y. (1973). *Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis*. Water Resources Research, 9: 1324-1331.
 - Mualem, Y. (1976a). *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. Water Resources Research 12: 513-522.
 - Neel, L. (1942). *Theorie des lois d'aimantation de Lord Rayleigh, 1*. Cashiers de Physique, 13, 1-20.
 - Neel, L. (1943). *Theorie des lois d'aimantation de Lord Rayleigh, .2* Cashiers de Physique, 13, 18-30.
 - Nimmo, J.R. (1992). *Semi-empirical model of soil-water hysteresis*. Soil Science Society of America Journal, 56, 1723-1730.
 - Or, D. and Tuller, M. (2003). *Hydraulic conductivity of unsaturated fractured porous media: Flow in a cross-section*. Advances in Water Resources, Vol.26, No.8, 883-898.
 - Parlange, J.Y. (1971). *Theory of water movement in soils: 2. One dimensional infiltration*. Soil Science, 111:170–174.
 - Parlange, J.Y. (1976). *Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves*. Water Resources Research, 12: 224-228.
 - Parlange, J.Y. (1980). *Water transport in soils*. Annual Revision of Fluid Mechanics, 12: 77-102.
 - Pfletschinger, H., Engelhardt, I., Piepenbrink, M., Königer, F., Schuhmann, R., Kallioras, A. and C. Schüth, C. (2012). *Soil column experiments to quantify vadose zone water fluxes in arid settings*. Environmental Earth Sciences, Vol. 65:1523-1533.
 - Pham, Q.H., Fredlund, D.G. and Barbour, S.L. (2005). *A study of hysteresis models for the soil water characteristic curves*. Canadian Geotechnical Journal, 42, 1548-1568.

- Philip, J.R. (1964). *Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials*. Journal of Geophysical Research, vol. 69(8):1553–1562.
- Philip, J.R. (1969). *Theory of infiltration*. Advances in Hydrosociences, 5, 215–296.
- Poullovassilis, A. (1962). *Hysteresis of pore water: an application of the concept of independent domains*. Soil Science, vol. 93:405–412.
- Poullovassilis, A. (1970). *The hysteresis of pore water in granular porous bodies*. Soil Science, vol. 109:5-12.
- Poullovassilis, A. and Tzimas, E. (1975). *The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and soil water content*. Soil Science, vol. 120:327–331.
- Poullovassilis, A. and El-Ghamry, W.M. (1977). *Hysteresis steady state soil – water profiles*. Water Resources Research, vol. 13:549–557.
- Preisach, F. (1935). *Über die magnetische Nachwirkung*. Z. Physik.94, 277-302.
- Rawls, W.J. Ahja, L.R. Brakensiek, D.L. and Shirmonhamadi, A. (1993). *Infiltration and soil water movement*. Chapter 5. In Handbook of Hydrology (editor) Maidment D.R., New York, McGraw-Hill Inc.
- Richards, L.A. (1931). *Capillary conduction of liquids through porous medium*. Physics, vol. 1:318-333.
- Ross, P.J., Williams, J. and Bristow, K.L. (1991). *Equation for extending water-retention curves to dryness*. Soil Science Society of America Journal. J. 55:923–927.
- Rossi, C. and Nimmo, J.R. (1994). *Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness*. Water Resources Research. 30:701–708.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., Tzimopoulos, C. and Gouliaras D. (1987). *Analysis of a closed-form analytical model to predict the hydraulic conductivity function*. Journal of Hydrology, 92:289-300.
- Scott, P.S., Farquhar, G.J. and Kouwen, N. (1983). *Hysteretic effect on net infiltration*. In *Advances in infiltration*. American Society of Agricultural Engineers Publication 11-83, St. Joseph, Mich. pp 163-170.
- Shein, E.V., Dembovetsky, A.V. and Panina, S.S. (2013). *Modeling Soil Water Movement under Low Head Ponding and Gravity Infiltration Using Data Determined with Different Methods*. Procedia Environmental Sciences Volume 19: 553–557.
- Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2008). *Modeling nonequilibrium flow and transport using HYDRUS*. Vadose Zone J. 7: 782–797.

- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Šejna, M. (2008). *Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes*. Vadose Zone J. 7:587–600.
- Slatyer, R.O. (1967). *Plant water relationships*. Academic Press, New York.
- Swartzendruber, D. (1969). *The flow of water in unsaturated soils*. In: R.J.M. de Wiest (Editor): *flow through porous media*. Academic press, New York: 215-287.
- Tani, M. (1982). *The properties of a water-table rise produced by a one dimensional, vertical unsaturated flow*. Journal of Japan Forestry Society 64, 409-418.
- Thony, J. L. (1970). *Étude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés*. Thèse de Docteur – Ingénieur, Université de Grenoble, Grenoble, 140 pp.
- Topp, G.C. (1971a). *Soil-water hysteresis: The domain theory extended to pore interactions conditions*. Soil Science Society of America Proceedings, vol. 35:219–225.
- Topp, G.C. (1971b). *Soil-water hysteresis in silt loam soils*. Water Resources Research, 7: 914-920.
- Topp, G.C. and Miller, E. E. (1966). *Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 30:156–162.
- Touma, J. (2009). *Comparison of the soil hydraulic conductivity predicted from its water retention expressed by the equation of Van Genuchten and different capillary models*. European Journal of Soil Science, Vol.60: 671-680.
- Tzimopoulos, C. and Sakellariou-Makrantonaki, M. (1996). *A new analytical model to predict the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Water Resources Management, 10:1-18.
- Vachaud, G. (1968). *Contribution a l' etude des problemes d' ecoulement an milieux poreux non satures*. These de Docteur-es-Sciences physiques, Universite de Grenoble.
- Vachaud, G. and Thony, J.L. (1971). *Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents*. Water Resources Research 25, 111-127.
- van Genuchten M.Th. (1978). *Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new, closed-form analytical model*. Research Report 78-WR-08, Water resources Program, Department of Civil Engineering, Princeton University, Princeton N.J., 68.

- van Genuchten M.Th. (1980). *A closed-form equation for prediction hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Journal of Soil Science Society of America, 44, 892-898.
- van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1985). *On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils*. Annales Geophysicae, 3, 615-628.
- Vogel, H.J. and Ippisch, O. (2008). *Estimation of a critical spatial discretization limit for solving Richards' equation at large scales*. Vadose Zone J. 7:112–114.
- Vogel, T., Gerke, H.H., Zhang, R. and Van Genuchten, M.Th. (2000). *Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties*. Journal of Hydrology, 238: 78–89.
- Wang, Q. J., Horton, R. and Fan, J. (2009). *An analytical solution for one-dimensional water infiltration and redistribution in unsaturated soil*. Pedosphere. 19: 104–110.
- Webb, S.W. (2000). *A simple extension of two-phase characteristic curves to include the dry region*. Water Resources Research. 36:1425–1430.
- Williams, J., Prebble, R.E., Williams, W.T., and Hignett, G.T. (1983). *The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic*. Australian Journal of Soil Research, 21: 15-32.
- Zhang, R. and van Genuchten, M. (1994). *New models for unsaturated soil hydraulic properties*. Soil Science. 158, pp 77-85.
- Αντωνόπουλος, Β.Ζ. (1999). *Υδρολογία της ακόρεστης ζώνης του εδάφους*. Έκδοση Υπηρεσίας Δημοσιευμάτων Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Αραμπατζής, Γ. (1996). *Προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ακόρεστη κατάσταση*. Πειραματικές διαδικασίες – Μοντέλα πρόβλεψης, Μεταπτυχιακή Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 140 σελ.
- Γράβαλος, Ι., Ατζέμης, Α., Σαββουλίδης, Μ., Χαδίνη, Χ., Κατέρης, Δ., Ξυραδάκης, Π., Τσιρόπουλος, Ζ. και Δαλακούρας, Α. (2009). *Αυτόνομο σύστημα μέτρησης / καταγραφής της εδαφικής υγρασίας*. Πρακτικά Κοινού Συνεδρίου ΕΥΕ & ΕΕΔΥΠ: «Ολοκληρωμένη διαχείριση υδατικών πόρων σε συνθήκες κλιματικών αλλαγών» Βόλος, σελ. 387-394.
- Ελληνική Στατιστική Υπηρεσία, (2015). *Δελτίο τύπου. Ετήσια γεωργική στατιστική έρευνα. Προσωρινά αποτελέσματα καλλιεργούμενων εκτάσεων, έτους 2013*.
- Καλλέργης, Γ.Α. (1999). *Εφαρμοσμένη Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία*. Έκδοση Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας.

- Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1999). *Οι ανάγκες σε νερό των καλλιεργειών*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1984). *Αρχές και Πρακτική των Αρδεύσεων*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ. (1986). *Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων*. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 215 σελ.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ. και Τζιμόπουλος, Χ. (1985). *Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων*. 2ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Νοέμβριος 1985. Υδροτεχνικά, 2(2):455-465.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Τερζίδης, Γ., Τζιμόπουλος, Χ. και Δέλλιος, Μ (1994). *Προσδιορισμός των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών πειραματικού αγρού πεδιάδας Θεσσαλονίκης*. Υδροτεχνικά, 4(1):16-31.
- Τερζίδης, Γ.Α και Καραμούζης, Δ.Ν. (1986). *Στραγγίσεις Γεωργικών Εδαφών*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Τερζίδης, Γ.Α. και Παπαζαφειρίου Ζ.Γ. (1997). *Γεωργική υδραυλική*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Τζιμόπουλος, Χ. (1983). *Στραγγίσεις – Υδραυλική φρεάτων*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Τζιμόπουλος, Χ., Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., Πανώρας, Α. και Χατζηγιαννάκης, Σ. (1992). *Μοντέλο πρόβλεψης της υδραυλικής αγωγιμότητας με εφαρμογή σε πειραματικό αγρό της Σίνδου Θεσσαλονίκης*. Πρακτικά 5^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης. Λάρισα, Νοέμβριος 1992. Σελ. 21-29.
- Χαρτζουλάκης, Κ. και Μπερτάκη, Μ. (2009). *Ορθολογική διαχείριση του νερού άρδευσης: Αναγκαιότητα για αειφόρο αγροτική ανάπτυξη*. Πρακτικά 23ου Συνεδρίου της Ελληνικής Εταιρείας της Επιστήμης των Οπωροκηπευτικών - Τεύχος Α.